



UNIVERSIDAD DE CHILE  
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

# **LA GRANODIORITA ORBICULAR DEL CERRO RECOBA, BATOLITO PATAGÓNICO NORTE, CHAITÉN**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO  
ANIBAL IGNACIO SOTO FERNANDOY

PROFESOR GUÍA  
FRANCISCO HERVÉ ALLAMAND

MIEMBROS DE LA COMISIÓN  
MIGUEL ANGEL PARADA REYES  
LUIS AGUIRRE LE-BERT

SANTIAGO DE CHILE  
2019

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR  
AL TÍTULO DE:** Geólogo  
**POR:** Aníbal Ignacio Soto Fernandoy  
**FECHA:** 20-03-2019  
**PROFESOR GUÍA:** Francisco Hervé Allamand

## **LA GRANODIORITA ORBICULAR DEL CERRO RECOBA, BATOLITO PATAGÓNICO NORTE, CHAITÉN**

Los granitoides orbiculares son rocas inusuales. Se caracterizan por el crecimiento radial y/o tangencial de capas concéntricas de minerales félsicos y/o máficos alrededor de núcleos centrales de textura y mineralogía variada. Hasta el año 2017 se conocían sólo 3 afloramientos en Chile, todos ellos en el norte. La granodiorita orbicular del cerro Recoba, en Chaitén, corresponde al cuarto afloramiento registrado en el país y al primero identificado en la Patagonia. Las rocas fueron descubiertas durante un ascenso al cerro y se presume que fueron expuestas por una gran remoción en masa ocurrida en invierno del año 2015, tras varios días de intensas lluvias. El cuerpo orbicular se encuentra encajonado en un intrusivo granodiorítico de edad miocena, presenta geometría irregular y cubre un área de ~75 m<sup>2</sup>. Los núcleos corresponden a enclaves de diorita, cuarzo-diorita, monzonita y tonalita, y algunos de ellos presentan texturas atribuibles a procesos de mixing/mingling magmático. La envoltura está formada por una única capa leucocrática compuesta de plagioclasa columnar radial altamente sausuritizada, feldespato potásico y cuarzo intersticial, con cantidades menores de anfíbol y biotita; y trazas de titanita, apatito, clorita y magnetita. Su forma parece estar controlada por la morfología de los núcleos, los que suelen ser redondeados, subredondeados o subangulosos. La matriz interorbicular es texturalmente heterogénea, con áreas faneríticas y pegmatíticas, y posee una composición granodiorítica. La existencia de trozos de envoltura que 'flotan' en esta matriz, el espesor irregular de algunas de las cáscaras y la presencia de envolturas despegadas de la superficie de ciertos núcleos indican que las orbículas fueron erosionadas. Además, muchas son deformadas por orbículas vecinas indicando que éstas se encontraban en estado plástico, inmersas en un medio líquido, durante su acumulación. Estos rasgos, en conjunto, constituyen evidencia sólida en favor de un origen magmático. La textura orbicular se habría generado en condiciones de sobreenfriamiento moderado, con los cristales siguiendo un gradiente termal o composicional, todo en condiciones relativamente estáticas. La fuerte foliación observada en todas las facies; así como la presencia de biotita verde, epidota, actinolita y clorita indican que la zona pudo ser afectada por un evento metamórfico regional de bajo grado. Este trabajo tiene por objetivo documentar el hallazgo. Se espera que las observaciones realizadas sirvan de base para una investigación más profunda; que incluya, al menos, estudios geoquímicos y estructurales.

# TABLA DE CONTENIDO

1. INTRODUCCIÓN .....	7
1.1. UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO .....	8
1.2. HIPÓTESIS DE TRABAJO .....	9
1.3. OBJETIVOS.....	9
1.3.1. OBJETIVO GENERAL .....	9
1.3.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS .....	9
1.4. METODOLOGÍA .....	10
1.4.1. METODOLOGÍA ASOCIADA AL OBJETIVO ESPECÍFICO I .....	10
1.4.2. METODOLOGÍA ASOCIADA AL OBJETIVO ESPECÍFICO II .....	10
2. MARCO GEOLÓGICO .....	11
3. ROCAS ORBICULARES .....	12
3.1. CARACTERÍSTICAS GENERALES .....	12
3.2. ROCAS ORBICULARES EN CHILE .....	14
3.3. PROCESOS PETROGENÉTICOS SEGÚN ALGUNOS AUTORES.....	17
4. RESULTADOS .....	19
4.1. OBSERVACIONES DE CAMPO.....	19
4.1.1. AFLORAMIENTO .....	19
4.1.2. NÚCLEOS.....	21
4.1.3. ENVOLTURA .....	23
4.1.4. MATRIZ INTERORBICULAR .....	24
4.1.5. ROCA HUÉSPED.....	24
4.2. PETROGRAFÍA .....	26
4.2.1. NÚCLEOS.....	26
4.2.2. ENVOLTURA .....	32
4.2.3. MATRIZ.....	34
4.2.4. ROCA HUÉSPED.....	35
4.2.5. DIQUE MÁFICO.....	36
4.2.6. DIQUE FÉLSICO.....	36
5. DISCUSIONES.....	37
5.1. EMPLAZAMIENTO DEL CUERPO ORBICULAR .....	37
5.2. SOBRE LA NATURALEZA DE LOS NÚCLEOS.....	37
5.3. CONDICIONES DEL MEDIO.....	37
5.4. CRISTALIZACIÓN DE LA ENVOLTURA.....	38
5.5. MODELOS DE FORMACIÓN .....	38
5.5.1. MAGMA SOBREENFRIADO.....	38
5.5.2. MECANISMO ALTERNATIVO: UN CASO ÚNICO DE <i>FILTER PRESSING</i> .....	40
6. CONCLUSIONES.....	42
7. BIBLIOGRAFÍA .....	43
8. ANEXO A: DESCRIPCIONES PETROGRÁFICAS .....	46

## ÍNDICE DE ILUSTRACIONES

Figura 1.1: Las rocas orbiculares se encuentran a pocos kilómetros de la ciudad de Chaitén. Aunque no existe un camino demarcado, se puede llegar subiendo por la Quebrada Liucura. La ruta tiene 3 km de largo y posee una dificultad media (Imágenes modificadas de OpenStreetMap).....8

Figura 2.1: Mapa geológico del área de estudio. Las rocas orbiculares se encuentran en el flanco oeste del cerro la Recoba, el que corresponde a un intrusivo mioceno formado principalmente por dioritas de anfíbol de grano medio. Modificado de la carta geológica de Chile 1:1000000 (SERNAGEOMIN, 2003). .....11

Figura 3.1: Estructura típica de una roca orbicular. M = Matriz, E = Envoltura, N = Núcleo. Granito orbicular de Ruskiavouri, Savitaipale, Finlandia. Fotografía de M. Bräunlich. ...12

Figura 3.2: Diferentes tipos de rocas orbiculares. A) Granodiorita orbicular del plutón Lower Castle Creek (California, Estados Unidos) con envoltura simple (S) de minerales félsicos. Los núcleos corresponden a enclaves microdioríticos y hornfels (Sylvester, 2011); B) Granito orbicular de la Sierra de las Sandías (New Mexico, Estados Unidos) con núcleos de granito y feldespato cubiertos por una envoltura doble de biotita negra y oligoclasa (Fotografía de Dr. Richard L. Squires); C) Estructura orbicular proto, simple y múltiple con núcleos de diorita (?) y envolturas de capas alternadas de biotita y oligoclasa + cuarzo (Pati & Mamgain, 1996); D) Carbonatita orbicular de Sokli, Savukoski, Finlandia. Las orbículas miden entre 5 y 8 mm (Lahti et al., 2005).....14

Figura 3.3: Tonalita orbicular de Caldera. Las orbículas representan el 65% de la superficie del afloramiento y en promedio miden 7 cm a lo largo de su eje mayor. Fotografía de Jorge Gaete. ....15

Figura 3.4: Ubicación de afloramientos de rocas orbiculares conocidas en Chile. 1) Granodiorita orbicular del Cordón de Lila, 2) Tonalita orbicular de Caldera, 3) Gabro orbicular de Quebrada Ánimas Viejas, 4) Granodiorita orbicular del Cerro Recoba (este trabajo). Modificado de OpenStreetMap.....16

Figura 4.1: El afloramiento tiene márgenes irregulares. La línea segmentada marca el contacto entre el cuerpo orbicular y la roca huésped. Un dique aplítico corta las orbículas. Orbs = Facies Orbiculares, Rc = Roca huésped. La longitud del martillo es de 33 cm. .19

Figura 4.2: Detalle del contacto entre el cuerpo orbicular y la roca huésped. Notar que existe continuidad entre la matriz interorbicular y la roca encajante. La longitud del plumón es de 14 cm.....20

Figura 4.3: Un dique máfico (izquierda) y un dique aplítico (derecha) cortan el afloramiento.....20

Figura 4.4: Los núcleos varían en tamaño, forma, color y textura. En la imagen se observan núcleos redondeados, elongados y subangulares, la mayoría completamente cubiertos por una capa de minerales félsicos. Notar que algunas orbículas se tocan con las orbículas vecinas generando formas complementarias. El lápiz mide 14 cm. ....21

Figura 4.5: Histogramas de distribución absoluta para longitud del eje axial mayor (izquierda) y longitud del eje axial menor (derecha).  $\mu$  = media y  $\sigma$  = desviación estándar. ....22

Figura 4.6: Histogramas de distribución absoluta para razón axial (izquierda) y área de núcleos (derecha). $\mu$ = media y $\sigma$ = desviación estándar.....	22
Figura 4.7: Los núcleos de algunas orbículas presentan mineralización de cobre. El diámetro de la moneda mide 23,5 mm. ....	23
Figura 4.8: a) Histograma de distribución de espesores para las envolturas. $\mu$ = media y $\sigma$ = desviación estándar, b) Relación entre el espesor de la envoltura y la composición (color) del núcleo, donde un valor más alto indica una composición más félsica (color más claro). ....	23
Figura 4.9: Sección pulida. A = Fragmentos de envoltura, B = Margen de núcleo sin envoltura, C = Envoltura despegada del núcleo. ....	24
Figura 4.10: Enclaves máficos en la roca huésped. Su tamaño puede alcanzar los 50 cm, aunque normalmente no sobrepasan los 10 cm. El plumón mide 14 cm. ....	25
Figura 4.11: Dique aplítico de 10 cm de espesor cortado por numerosas fallas. Abajo se ve una vetilla de cuarzo de 2 cm. ....	25
Figura 4.12: Triángulo de clasificación QAP (Streckeisen, 1976). Las muestras E-101, E-102, E-103, E-104 y R-003 corresponden a los núcleos. M101 = Matriz, R-001 = Roca huésped, R-002 = Dique máfico, R-004 = Dique félsico.....	27
Figura 4.13: Cristal de plagioclasa alterado a epidota y sericita. Aunque la alteración es intensa aún puede observarse la macla polisintética. PPL. Corte E-103. ....	28
Figura 4.14: Cristal poiquilítico de feldespato potásico con inclusiones de anfíbol y plagioclasa. Los cristales de plagioclasa se componen de núcleos redondeados bordeados por un sobrecrecimiento de albita (?). Notar que algunos núcleos se encuentran completamente alterados a sausruta. XPL. E-102.....	29
Figura 4.15: Corona de anfíbol sobre anfíbol (?). Foto a XPL. Núcleo E-103. ....	29
Figura 4.16: Biotita primaria siendo reemplazada por biotita secundaria. La biotita primaria aparece incluida en un cristal poiquilítico de feldespato potásico. Izquierda PPL. Derecha XPL. Núcleo E102. ....	30
Figura 4.17: Cristal de titanita romboidal de 0,2 mm rodeada por minerales félsicos (cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa). PPL. Núcleo E-102. ....	31
Figura 4.18: El apatito presenta diferentes hábitos. En la imagen se observa apatito acicular, equidimensional y prismático. PPL. Núcleo E102.....	31
Figura 4.19: Intercrecimiento vermicular de opacos en anfíbol (textura simplectítica). Biotita secundaria aparece en reemplazo del anfíbol. PPL. Núcleo R-003. ....	32
Figura 4.20: La envoltura está formada casi exclusivamente por minerales félsicos, siendo la plagioclasa la fase principal. Las líneas segmentadas marcan los límites de la envoltura. Foto a XPL. Corte E-101. ....	33
Figura 4.21: Detalle de la envoltura félsica. Los cristales presentan hábito tabular alargado y su eje mayor es perpendicular a la superficie del núcleo. El cristal euhedral con macla de Carlsbad que se observa en la esquina superior derecha es parte de la matriz y no de la envoltura. Las líneas segmentadas marcan los límites de la envoltura. Foto a XPL. Corte E-102. ....	33
Figura 4.22: Plagioclasa dendrítica fuertemente alterada a sausruta. Este cristal cubre todo el espesor de la envoltura. Foto a XPL. Corte E-102. ....	34
Figura 4.23: Al igual que en los núcleos, la matriz presenta intercrecimientos vermiculares de opacos (magnetita (?)) en anfíbol. PPL (Arriba) y XPL (abajo). Corte M-101.....	35
Figura 5.1: Modelo propuesto para explicar la génesis de las rocas orbiculares del cerro Recoba. ....	39

Figura 5.2: Un mecanismo alternativo invoca al estrujamiento causado por la compresión tectónica. A) El "magma orbicular" intruye a la granodiorita Recoba en forma de dique sinplutónico. En su ascenso incorpora fragmentos de la roca encajante. Fluido expulsado de la granodiorita parcialmente cristalizada entra en contacto con el magma orbicular y los núcleos son fundidos parcialmente, B) El sistema es comprimido, expulsando el fundido félsico desde el interior de los núcleos, haciendo migrar al magma orbicular y rellenando el espacio con la granodiorita huésped. Este fundido félsico cristaliza formando las envolturas leucocráticas. Algunas orbículas en estado plástico son aplastadas unas contra otras. ....41

## ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1: Resumen de los minerales y sus porcentajes observados en corte transparente. El término sausrita (SS) engloba al conjunto epidota, sericita y zoisita. Salvo ese término, las abreviaturas corresponden a las sugeridas por Whitney & Evans (2010). ....	26
Tabla 2: Porcentaje de minerales félsicos recalculados y normalizados (valores aproximados).....	26

# 1. INTRODUCCIÓN

Chiloé continental es una de las regiones geológicamente menos conocidas del país. El difícil acceso, impredecible clima y los densos bosques que cubren esta parte del territorio han sido históricamente los principales obstáculos para su estudio. Las intensas precipitaciones caídas en la comuna de Chaitén durante los últimos años -especialmente el 2015 y 2016- han provocado numerosos deslizamientos de tierra que han expuesto volúmenes de roca que hasta hace poco permanecían ocultos. A pesar de los efectos negativos que suponen estos procesos, los nuevos afloramientos representan una oportunidad única para estudiar la geología del sector.

En el año 2017, durante un ascenso al cerro Recoba, comuna de Chaitén, se halló un espectacular afloramiento de rocas orbiculares, las que habrían sido expuestas por una remoción en masa que afectó a la ladera oeste de dicho cerro en invierno de 2015.

Las rocas orbiculares corresponden a un grupo muy peculiar de rocas ígneas, metamórficas o migmatíticas en los que capas concéntricas de minerales félsicos y/o máficos cristalizan radial y/o tangencialmente alrededor de núcleos centrales de diversa naturaleza (Leveson, 1966). Debido al reducido número de afloramientos encontrados y a la belleza de sus texturas, han sido catalogadas como uno de los fenómenos petrológicos más interesantes. Las condiciones y mecanismos responsables de su formación son todavía materia de discusión, aunque ha ganado consenso la idea de que las orbículas tienen un origen magmático y que se forman en magmas que han experimentado condiciones de sobrecalentamiento y sobreenfriamiento (Decitre, Gasquet, & Marignac, 2002; Lindh & Näsström, 2006; Sylvester, 2011; Vernon, 1985).

En Chile se han identificado sólo 3 afloramientos, todos en la zona norte. A lo anterior se suman dos *boulders* hallados en el litoral, uno a la altura de Curauma y otro al norte de Tanumé, en las regiones de Valparaíso y O'higgins, respectivamente. La granodiorita orbicular del cerro Recoba corresponde, entonces, al cuarto afloramiento encontrado en el país y al primero registrado en la Patagonia.

El propósito de este estudio es describir la ocurrencia de una granodiorita orbicular en el batolito Nor-Patagónico, Chaitén. La buena exposición del afloramiento permitirá comprender mejor las condiciones en que se forman estas rocas y ayudará a conocer algo más de la evolución geológica de esta parte de Chile. Para ello se ha examinado cuidadosamente el afloramiento y se han caracterizado petrográficamente las distintas facies que lo conforman. Finalmente, se discuten algunas ideas en torno a los mecanismos que podrían gatillar la formación de estas estructuras.

## 1.1. UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO

La zona de estudio se encuentra ubicada en el cerro Recoba, 3 km al este de la ciudad de Chaitén, en la Provincia de Palena, Región de Los Lagos (Figura 1.1). El afloramiento tiene coordenadas UTM 689789 m E y 5245260 m S y está situado a unos 470 msnm.

La única forma de acceder es a pie. Para ello se debe caminar 25 minutos por un camino de poca pendiente siguiendo el estrecho arroyo que conecta la ex discoteca Oro Verde con la Quebrada Liucura. Desde aquí, se debe caminar durante 2,5 horas a través de un terreno irregular de dificultad media, el que incluye tramos de escalada en roca y caminatas a través de vegetación frondosa. Debido a lo anterior se recomienda utilizar el equipo técnico apropiado.

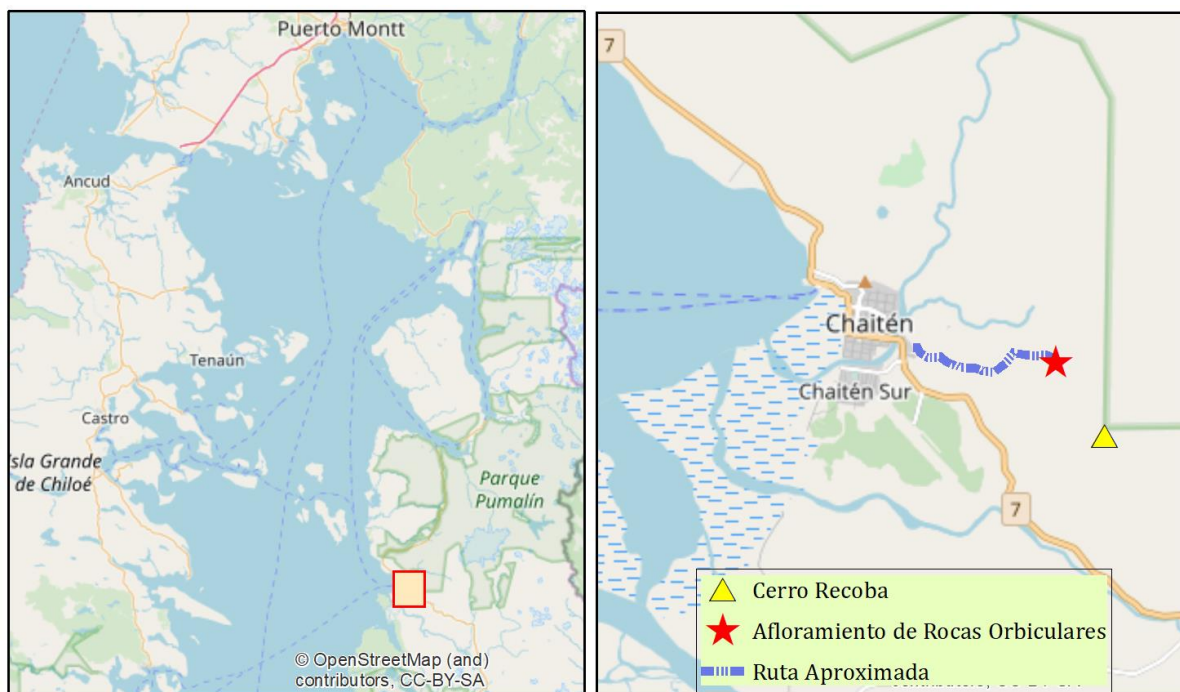


Figura 1.1: Las rocas orbiculares se encuentran a pocos kilómetros de la ciudad de Chaitén. Aunque no existe un camino demarcado, se puede llegar subiendo por la Quebrada Liucura. La ruta tiene 3 km de largo y posee una dificultad media (Imágenes modificadas de OpenStreetMap).



## **1.2. HIPÓTESIS DE TRABAJO**

Por tratarse de un afloramiento nuevo, del cual no existen estudios anteriores, la hipótesis de partida se basa en las ideas propuestas por Díaz-Alvarado, Rodríguez, Rodríguez, Fernández, & Constanzo, 2017; Grosse, Toselli, & Rossi, 2010; Smillie & Turnbull, 2014; Sylvester, 2011; Vernon, 1985; Vernon, Etheridge, & Wall, 1988; entre otros. Tomando en consideración estos artículos y las primeras observaciones realizadas en el campo, se propone el siguiente orden de eventos para explicar la génesis de estas rocas:

- I. Mingling de magmas máficos con la granodiorita encajante.
- II. Hibridización variable de los enclaves máficos.
- III. Inyección de fundido félsico rico en volátiles que deposita las coronas de cuarzo + feldespatos.
- IV. Flujo magmático.
- V. Sausuritización de plagioclasas.
- VI. Deformación en estado sólido.

La abundancia de enclaves máficos redondeados y elongados que carecen de envolturas félsicas sugiere que repetidos procesos de mingling ocurrieron en el lugar de emplazamiento (Vernon et al., 1988). Este fenómeno ya ha sido observado anteriormente en otros sectores del batolito Nor-Patagónico (Morata, Barbero, Suarez, & De la Cruz, 2003).

## **1.3. OBJETIVOS**

### **1.3.1. OBJETIVO GENERAL**

Documentar la existencia de un granitoide orbicular en el sur de Chile.

### **1.3.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS**

- I. Caracterizar macroscópicamente la roca huésped, núcleos, matriz y envoltura orbicular presentes en el afloramiento siguiendo la terminología sugerida por Leveson (1966).
- II. Caracterizar la mineralogía y microestructuras presentes en cada una de las facies anteriores y establecer la secuencia paragenética de cristalización.

## **1.4. METODOLOGÍA**

### **1.4.1. METODOLOGÍA ASOCIADA AL OBJETIVO ESPECÍFICO I**

1. Se toman imágenes perpendiculares al afloramiento junto a un cuerpo de longitud conocida.
2. Las fotografías que contienen las orbículas más íntegras, menos perspectiva y mejor luz son analizadas con el programa ImageJ, obteniéndose el espesor de la envoltura; y la razón axial, el área, la morfología y el índice de color de los núcleos.
3. Se plotean las mediciones realizadas y se determinan algunos parámetros estadísticos (media y desviación estándar) usando los módulos Numpy, Pandas y Matplotlib en Python.

### **1.4.2. METODOLOGÍA ASOCIADA AL OBJETIVO ESPECÍFICO II**

1. Se determina la mineralogía y microtexturas de las secciones delgadas usando un microscopio de luz polarizada plana Olympus CX31-P en el laboratorio de microscopía del Departamento de Geología de la Universidad de Chile.
2. Se plotean las composiciones modales en un diagrama QAP usando el módulo GeoChemical Data toolkit (GCDkit) de R.

## 2. MARCO GEOLÓGICO

El área de estudio pertenece al denominado Batolito Nor-Patagónico, una colección de intrusiones emplazadas durante las eras Mesozoica y Cenozoica que recorren más de 500 km a lo largo de la Cordillera Andina entre las latitudes 40° y 47°S (Pankhurst, Weaver, Herve, & Larrondo, 1999). El cerro Recoba, en particular, corresponde a dioritas, granodioritas y granitos de grano medio a grueso de edad miocena que intruyen a las unidades metamórficas que conforman el basamento de la región (Figura 2.1). La naturaleza calcoalcalina y metaluminosa de estas rocas intrusivas constituye una asociación típica de arco magmático de margen continental activo (Duhart, 2003).

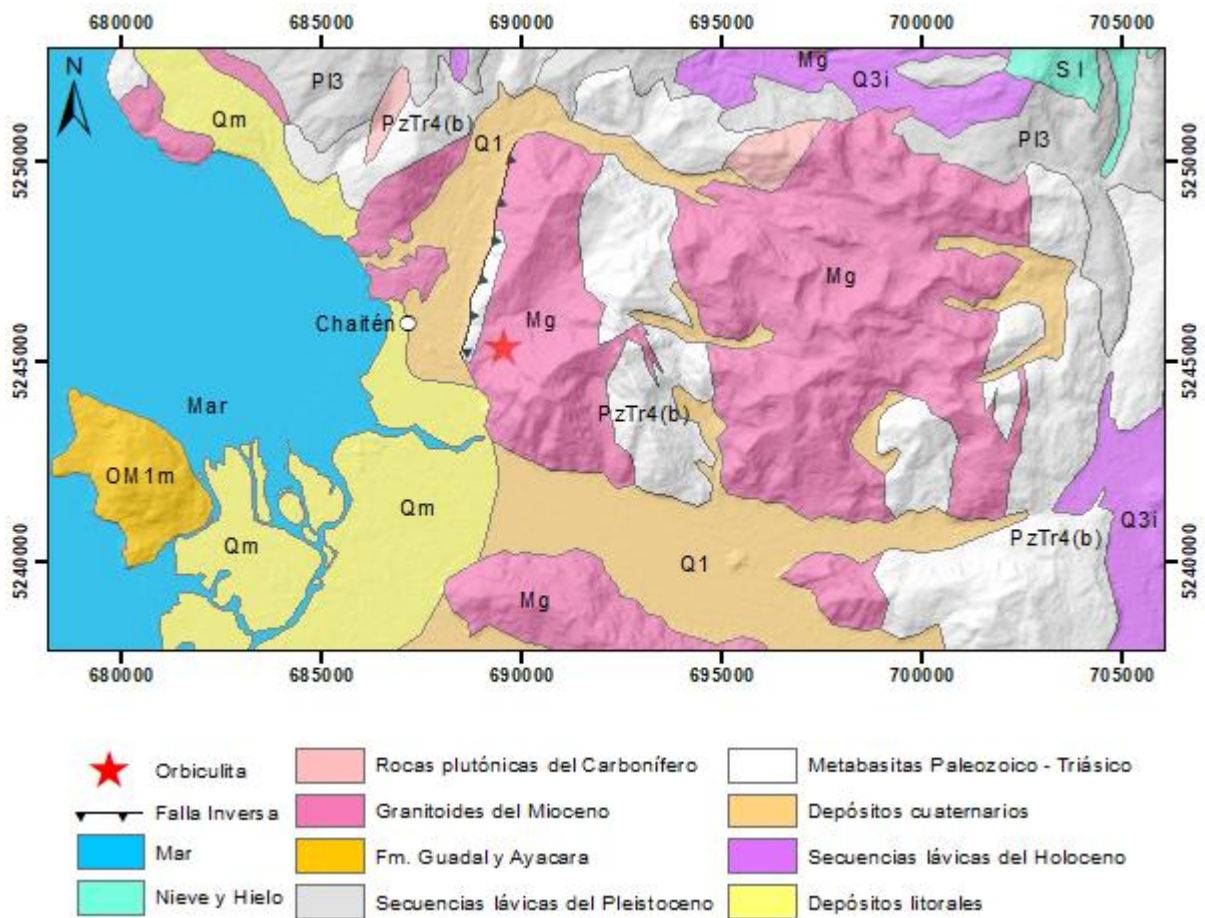


Figura 2.1: Mapa geológico del área de estudio. Las rocas orbiculares se encuentran en el flanco oeste del cerro la Recoba, el que corresponde a un intrusivo mioceno formado principalmente por dioritas de anfíbol de grano medio. Modificado de la carta geológica de Chile 1:1000000 (SERNAGEOMIN, 2003).

### 3. ROCAS ORBICULARES

#### 3.1. CARACTERÍSTICAS GENERALES

Las rocas orbiculares, conocidas también con el nombre de orbiculitas o granitos orbiculares, corresponden a un grupo muy peculiar de rocas ígneas en los que capas concéntricas de minerales félsicos y/o máficos cristalizan radial y/o tangencialmente alrededor de núcleos centrales de características texturales y minerales variadas (Leveson, 1966). Aunque se trata de un fenómeno geológico inusual, afloramientos de estas rocas han sido descritos a lo largo de todo el planeta, siendo Finlandia el país que concentra la mayor cantidad con más de un tercio de las ocurrencias conocidas (Lahti, Raivio, & Laitakari, 2005).

Se componen de orbículas (esférulas recubiertas), matriz y roca huésped; y tienden a ocurrir como un fenómeno local, de poca extensión; en, o cercano a, los márgenes de grandes cuerpos plutónicos (Cox, 1973; Lahti et al., 2005; Moore & Lockwood, 1973). La mayoría de los afloramientos presenta tamaño inferior a los 5 metros de ancho por 30 de largo, aunque se han documentado ocurrencias de dimensiones hectométricas (Godoy, 1997; Lahti et al., 2005).

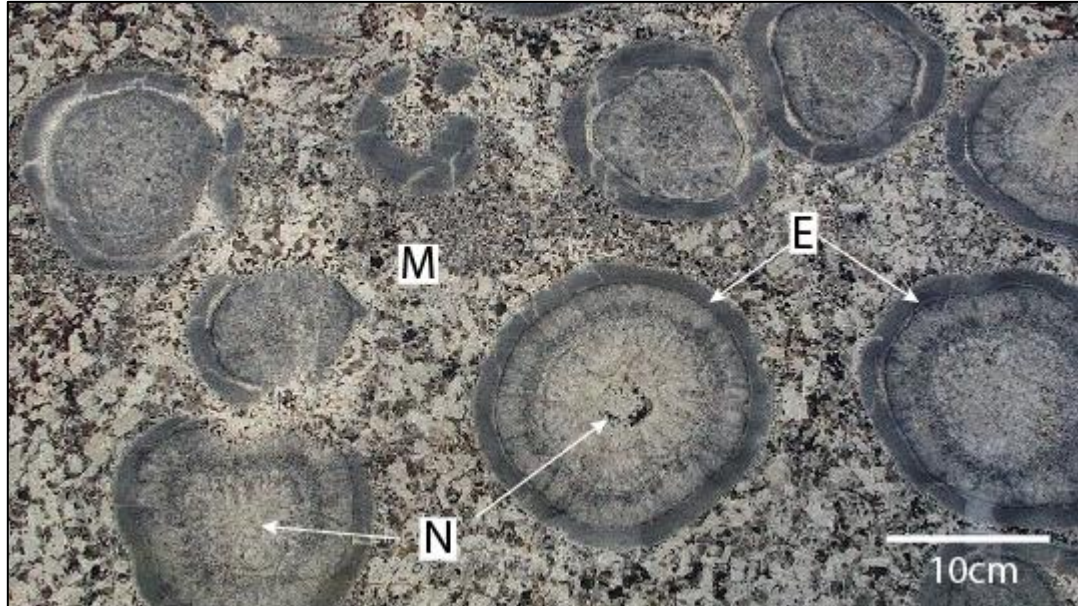


Figura 3.1: Estructura típica de una roca orbicular. M = Matriz, E = Envoltura, N = Núcleo. Granito orbicular de Ruskiavouri, Savitaipale, Finlandia. Fotografía de M. Bräunlich.

Las orbículas comprenden un núcleo central y una o más capas concéntricas que crecen alrededor de él. Son esferoidales a elipsoidales, aunque pueden tener formas irregulares y encontrarse deformadas y/o fragmentadas (Grosse et al., 2010). Su tamaño varía desde unos pocos a decenas de centímetros y suele aumentar con el incremento del contenido de SiO<sub>2</sub>. Así, el diámetro medio de las orbículas en rocas ultrabásicas suele ser inferior a 5 cm, de 5-10 cm en rocas básicas, 5-15 cm para rocas intermedias y de 10-25 cm (hasta 40cm, incluso) en granitoides (Lahti et al., 2005). Pueden encontrarse agrupadas, en contacto unas con otras, u ocurrir como cuerpos discretos dentro de la matriz.

Los núcleos incluyen hornfels (Sylvester, 2011), esquistos (Cox, 1973), enclaves máficos microgranulares (Sylvester, 2011), megacristales de feldespato potásico y ortopiroxeno (Decitre et al., 2002; Ort, 1992), fragmentos de *comb layering* (Godoy, 1997; Moore & Lockwood, 1973) y fragmentos de orbículas anteriores (Smillie & Turnbull, 2014). Orbículas con diferentes tipos de núcleos pueden aparecer juntas en un mismo afloramiento (Leveson, 1966). El diámetro del núcleo en relación al tamaño de la orbícula es altamente variable (Lahti et al., 2005).

En cuanto a las envolturas, su número puede fluctuar entre 1 y más de 40. El espesor y el número de capas de orbículas vecinas puede variar enormemente. Los contactos internos y externos pueden ser nítidos o gradacionales (Leveson, 1966). Están formadas, típicamente, por feldespato (potásico o plagioclasa), biotita y/o anfíbol, pero también pueden contener cuarzo, piroxeno, turmalina, cordierita, etc. Los cristales suelen ser elongados y estar radial y/o tangencialmente orientados, aunque también pueden ser granulares o masivos (Niemeyer, 2017). Si bien la composición de la plagioclasa en las envolturas es consistente entre orbículas vecinas, la plagioclasa de las capas internas suele ser más cálcica que en capas más externas (Vernon, 1985).

Las rocas encajantes son casi siempre ígneas, aunque su composición puede variar. Así, se han encontrado orbiculitas en rocas graníticas, máficas, ultramáficas y carbonatitas. Las más comunes, sin embargo, suelen ser rocas plutónicas como granitos, dioritas y gabros (Durant, 2001).

Algunos autores han clasificado las rocas orbiculares a partir de la composición de las orbículas. Sin embargo, dado que éstas suelen variar notablemente, Leveson (1966) propuso una clasificación descriptiva tomando en consideración la composición de la roca huésped (siempre y cuando que se trate de un afloramiento y no de un *boulder*), estructura, textura y tipo de núcleo. De acuerdo con su estructura pueden dividirse en proto, si las orbículas se encuentran pobremente desarrolladas; simple (S), si la envoltura consta de una sola capa; o multicapa (M), si la envoltura se compone de dos o más capas. A lo anterior se puede añadir el término regular o irregular, dependiendo de si el espesor de las capas es constante o no. La textura puede ser radial (R), tangencial (T), granular o una mezcla de las anteriores. En cuanto al núcleo, la clasificación puede ser simplificada en dos categorías: núcleos similares a la matriz (LM) o núcleos diferentes de la matriz (UM) (Figura 3.2).

Por su alto atractivo, estas rocas se han convertido en objetos de colección, siendo explotadas en canteras a largo de todo el mundo. Así, por ejemplo, la sienodiorita orbicular de Pengonpohja, en Finlandia; el gabro orbicular de Pala, en Estados Unidos y el granito orbicular de Boorgardie, en Australia han sido explotadas desde hace décadas con fines ornamentales.

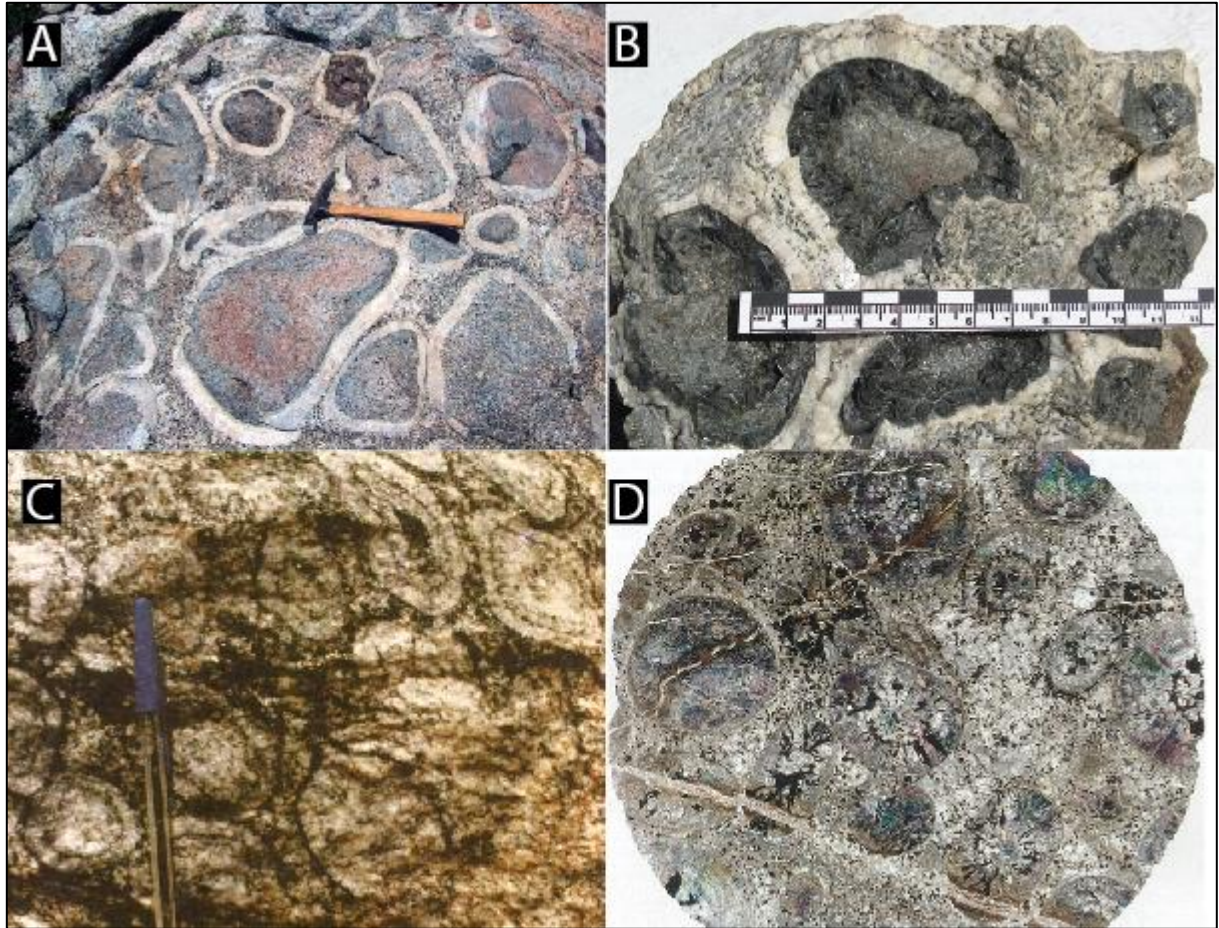


Figura 3.2: Diferentes tipos de rocas orbiculares. A) Granodiorita orbicular del plutón Lower Castle Creek (California, Estados Unidos) con envoltura simple (S) de minerales félsicos. Los núcleos corresponden a enclaves microdioríticos y hornfels (Sylvester, 2011); B) Granito orbicular de la Sierra de las Sandías (New Mexico, Estados Unidos) con núcleos de granito y feldespato cubiertos por una envoltura doble de biotita negra y oligoclasa (Fotografía de Dr. Richard L. Squires); C) Estructura orbicular proto, simple y múltiple con núcleos de diorita (?) y envolturas de capas alternadas de biotita y oligoclasa + cuarzo (Pati & Mangain, 1996); D) Carbonatita orbicular de Sokli, Savukoski, Finlandia. Las orbículas miden entre 5 y 8 mm (Lahti et al., 2005).

### 3.2. ROCAS ORBICULARES EN CHILE

Las rocas orbiculares son escasas en el país y hasta el momento sólo tres afloramientos han sido descritos. A lo anterior se suman dos *boulders* hallados en el litoral: uno a la

altura de Curauma (lat. 33°5' S) y otro al norte de Tanumé (lat. 34°15' S) (Aguirre, Hervé, & del Campo, 1976). Desafortunadamente, no existe información sobre estos fragmentos.

El afloramiento más conocido corresponde a una tonalita orbicular ubicada en Caldera (Figura 3.4), el que fue descubierto en 1961 por Francisco Ortiz, geólogo del entonces Instituto de Investigaciones Geológicas, IIG (Aguirre et al., 1976). Este cuerpo orbicular tiene aspecto de dique y abarca un área de aproximadamente 375 m<sup>2</sup>. Las orbículas consisten en núcleos de cuarzo-diorita rodeados por una única capa oscura de plagioclasa y anfíbol de textura radial (Figura 3.3). La matriz corresponde a granodiorita porfídica y la roca huésped a un batolito tonalítico de edad jurásica (Aguirre et al., 1976). Los mecanismos propuestos para explicar el origen de estas rocas incluyen 1) supersaturación alternada y cristalización de la fase saturada, 2) cristalización cotéctica de las fases principales (Aguirre et al., 1976), 3) nucleación heterogénea alrededor de núcleos preexistentes en condiciones de sobreenfriamiento (Díaz-Alvarado et al., 2017). Vale la pena resaltar que la singularidad y belleza de esta orbiculita la llevó a ser declarada "Santuario de la Naturaleza" en 1981 (Ministerio de Educación Pública, 1981), lo que ha permitido su valoración y conservación. Este afloramiento es visitado anualmente por miles de personas, lo que demuestra el alto potencial turístico de estas rarezas geológicas.



Figura 3.3: Tonalita orbicular de Caldera. Las orbículas representan el 65% de la superficie del afloramiento y en promedio miden 7 cm a lo largo de su eje mayor. Fotografía de Jorge Gaete.

El segundo afloramiento conocido corresponde a un cuerpo tabular de 500 m de ancho ubicado en la Quebrada Ánimas Viejas, provincia de Chañaral (Figura 3.4). En este caso las orbículas pueden alcanzar hasta 30 cm de diámetro y se componen de fragmentos de *comb-layering* o gabro cubiertos por una envoltura multicapa con agregados

granoblásticos de plagioclasa y acompañamiento variable de actinolita, clorita, zoisita, pistacita y moscovita (Godoy, 1997).

En 2017 un nuevo afloramiento fue encontrado en el Cordón de Lila, Región de Antofagasta (Figura 3.4). Aquí el cuerpo aflora en forma de pipa y sus dimensiones alcanzan los 10 m de largo por 5 m de ancho. Los núcleos de las orbículas corresponden a granodioritas de grano medio y la envoltura corresponde a una única capa félsica de 1 cm de espesor. La peculiaridad de esta orbiculita, de acuerdo a Niemeyer (2017), es que, a diferencia de lo que ocurre en la mayoría de los casos conocidos -textura radial y/o tangencial-, la envoltura corresponde a una masa homogénea, maciza y sin estructura interna.

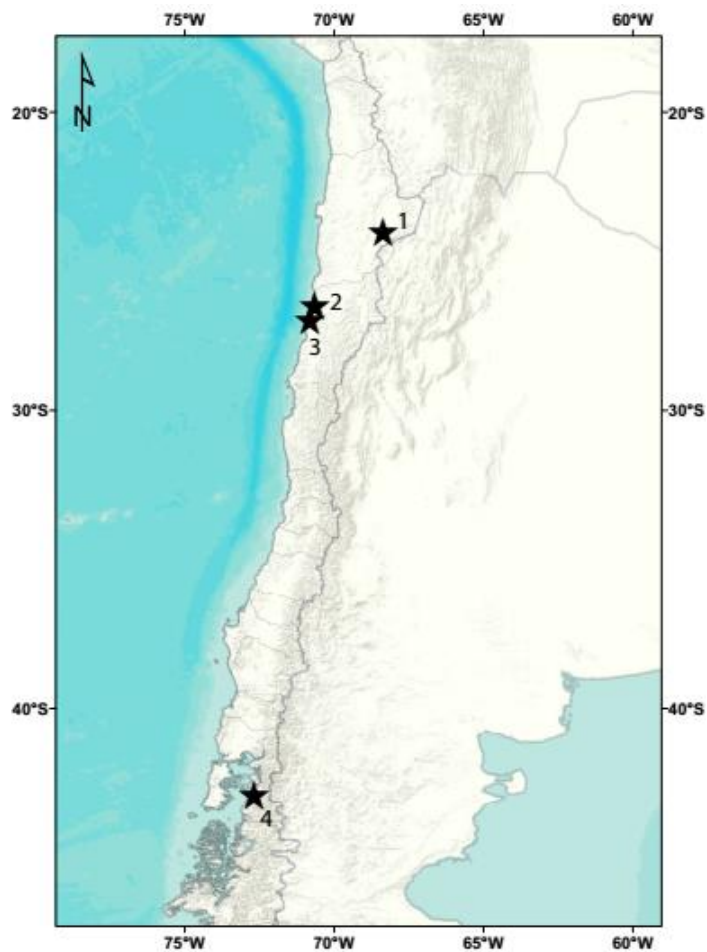


Figura 3.4: Ubicación de afloramientos de rocas orbiculares conocidas en Chile. 1) Granodiorita orbicular del Cordón de Lila, 2) Tonalita orbicular de Caldera, 3) Gabro orbicular de Quebrada Ánimas Viejas, 4) Granodiorita orbicular del Cerro Recoba (este trabajo). Modificado de OpenStreetMap.



### 3.3. PROCESOS PETROGENÉTICOS SEGÚN ALGUNOS AUTORES

La literatura sobre las rocas orbiculares es extensa y se halla publicada en los más diversos idiomas. Es quizás por esto que la mayoría de las compilaciones actuales acerca de su formación se basa en los tratados pioneros escritos por Sederholm (1928) y Leveson (1966). La mayor parte de esta sección no es una excepción y corresponde a una síntesis de lo publicado por ellos. Lo anterior es complementado con los trabajos de Ray (1952), Salotti y Fouts (1964), Vernon (1985), Elliston (1984), Durant (2001) y Decitre et al. (2002).

La primera mención sobre las rocas orbiculares en la literatura fue hecha en 1802 por von Buch, quien escribió acerca de "bolas" en un granito en Alemania cuyo contenido de mica aumentaba desde el centro hacia afuera (Hatch, 1888). Durante principios del siglo XIX cerca de una docena de publicaciones describiendo estas curiosas 'concreciones' esféricas fueron escritas. A partir de ellas Hatch (1888) desarrolló una teoría según la cual las esferas eran formadas por la cristalización zonal y radial alrededor de núcleos previamente formados y que la deformación que presentaban algunas de las esferas podría haber sido causada por el subsecuente flujo de magma previo a la consolidación.

Bäckström (1893, 1905) propuso la hipótesis de la licuación tras estudiar el granito orbicular de Kortfors en Finlandia. En ella postulaba que las orbículas cristalizaban a partir de segregaciones líquidas, total o parcialmente inmiscibles, al interior de un magma. Sin embargo, Greig (1927) demostró que la composición de fundidos silicatados inmiscibles se encuentra fuera del rango composicional de magma comunes, por lo que dicha teoría carecería de sustento.

Wiik (1899) sugirió que las orbículas se formaban cuando núcleos pasaban a través de magmas de diversa composición, misma hipótesis que sería usada por Sederholm (1928) para explicar el origen de la textura rapakivi; sin embargo, esta hipótesis carece de evidencia (Leveson, 1966). Vogt (1905), por otro lado, invocó una mezcla eutéctica de cuarzo y feldespato para producir núcleos y envolturas félsicas, sin considerar las envolturas máficas; mientras que Lawson (1904) apeló a una mezcla eutéctica junto con cambios en temperatura causados por el calor latente de cristalización.

Otras teorías han propuesto un origen metamórfico para las orbículas. Eskola (1938), por ejemplo, insistió en el origen migmatítico de la matriz y declaró que muchas de las características de estas rocas violaban las leyes de la cristalización magmática, por lo que atribuyó su formación a un reemplazo metasomático de minerales preexistentes por fluidos hidrotermales (teoría de la granitización y difusión activa). Simonen (1950), en concordancia con lo postulado por Eskola, sugirió que inclusiones foráneas proporcionaban los núcleos para una cristalización gatillada por una aproximación al frente migmatítico. De igual manera, Leveson (1963) planteó que las orbículas se

formaban como un producto anormal de la granitización, a partir de procesos de difusión que producían una precipitación o cristalización periódica y discontinua.

La presencia de fases minerales hidratadas en las orbículas ha llevado a muchos autores a invocar la importancia del agua en la formación de las orbículas, sin embargo, aún hay discrepancias respecto en cómo ésta se vería involucrada. Una variación en la presión de agua fue propuesta por Yoder (1954) para explicar las envolturas alrededor de núcleos que tienen la misma composición que la roca encajante. La coexistencia de orbículas y *comb layering* en muchos afloramientos y la fuerte semejanza en sus texturas llevaron a Moore y Lockwood (1973) a concluir que debía existir una relación genética entre ambos. Las rocas orbiculares serían entonces el resultado de la precipitación de capas de *comb layering* sobre fragmentos de roca a partir de fluidos ricos en agua. Thompson y Giles (1974) propusieron que la reacción de xenolitos con fluidos hidrotermales durante la cristalización de un fundido granítico formarían orbículas con bandas alternadas de minerales anhidros e hidratados.

Vernon (1985) plantea que estructuras como el *comb layering* y la textura orbicular requieren de la ausencia de núcleos en el magma. Lo anterior permitiría alcanzar un grado de sobreenfriamiento tal que el fundido es forzado a cristalizar únicamente sobre objetos sólidos. Dado que el sobrecalentamiento de un magma es un buen mecanismo para la destrucción de los núcleos, tal como lo demuestran los resultados experimentales llevados a cabo por Lofgren (1983), Vernon sugiere que el sobrecalentamiento podría ser un factor común importante en el acondicionamiento del magma necesario para la producción de la mayoría de las rocas orbiculares.

## 4. RESULTADOS

### 4.1. OBSERVACIONES DE CAMPO

#### 4.1.1. AFLORAMIENTO

Las facies orbiculares afloran en un único cuerpo blanco de geometría irregular de orientación EW, y cubren un área de 75 m<sup>2</sup> (Figura 4.1). Las orbículas representan el 60% del afloramiento y constan de núcleos de variada morfología rodeados por una única capa leucocrática. El contacto entre las facies orbiculares y la roca huésped es nítido, con las orbículas desapareciendo de manera abrupta, sin que existan gradaciones (Figura 4.2). En algunos tramos del contacto las orbículas se encuentran elongadas paralelas al margen, mientras que en otras lo hacen de forma perpendicular o aleatoria. No se observan orbículas truncadas en el contacto. Las orbículas guardan entre sí un grado de proximidad variable: pueden encontrarse aisladas unas de otras, tocarse en un punto o segmento, o estar completamente pegadas formando una suerte de teselación local (Figura 4.4). Muchas orbículas se encuentran fracturadas y/o desplazadas. Alrededor de un 15% de la superficie del afloramiento se encuentra cubierta por vegetación y suelo.

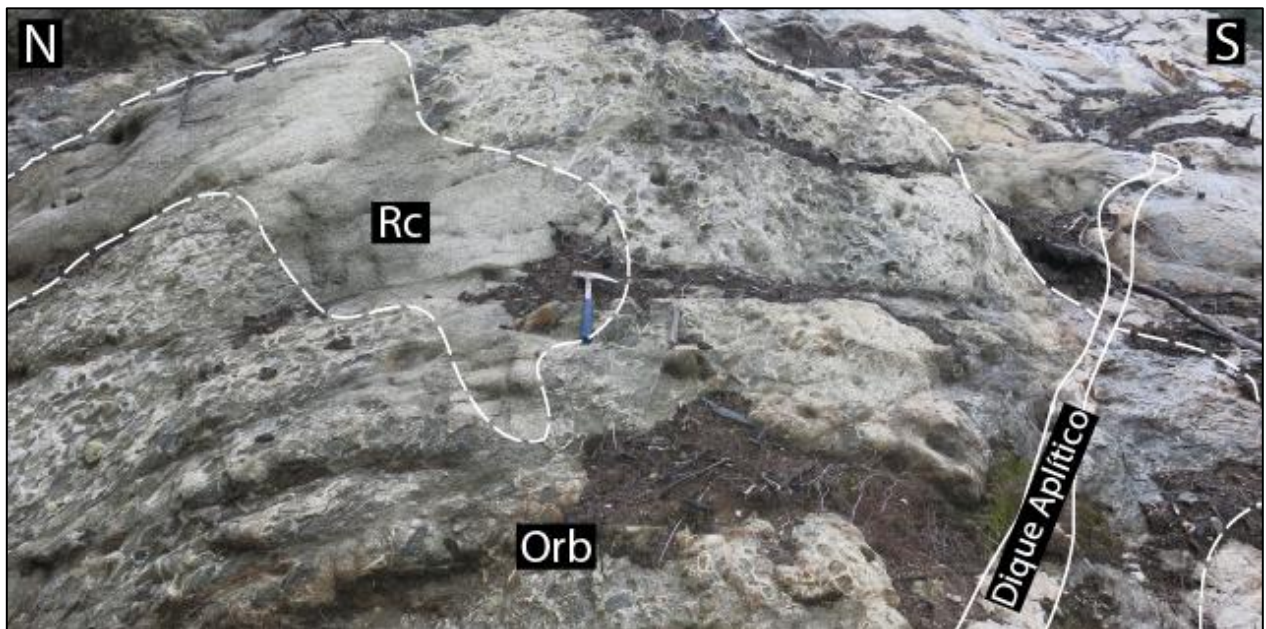


Figura 4.1: El afloramiento tiene márgenes irregulares. La línea segmentada marca el contacto entre el cuerpo orbicular y la roca huésped. Un dique aplítico corta las orbículas. Orbs = Facies Orbiculares, Rc = Roca huésped. La longitud del martillo es de 33 cm.



Figura 4.2: Detalle del contacto entre el cuerpo orbicular y la roca huésped. Notar que existe continuidad entre la matriz interorbicular y la roca encajante. La longitud del plumón es de 14 cm.

Por el norte un dique máfico de rumbo variable (los tramos más largos tienen rumbo aproximadamente E-W) y de espesor máximo de 70 cm separa a las orbículas. Lo mismo hace por el sur un dique aplítico de 1 m de espesor máximo que corre en rumbo NW-SE (Figura 4.3). Estos diques se cortan entre sí en la cota más baja del afloramiento y sus extremos se encuentran interdigitados.



Figura 4.3: Un dique máfico (izquierda) y un dique aplítico (derecha) cortan el afloramiento.

## 4.1.2. NÚCLEOS

Macroscópicamente corresponden a rocas holocristalinas; leuco, meso y melanocráticas. Presentan textura fanerítica a porfírica con tamaños de grano fino a medio. Algunos tienen una textura y color muy similar a la roca huésped. Su forma es altamente variable: se observan núcleos subangulares, redondeados y subredondeados, siendo estos últimos los más comunes (Figura 4.4). La mayoría de los núcleos presenta un diámetro máximo de entre 4 y 7 cm, sin embargo, núcleos aislados pueden llegar a medir hasta 23 cm (Figura 4.5). Su razón axial varía entre 1:1 y 7:1 y su superficie media ronda los 13 cm<sup>2</sup> (Figura 4.6). El 85% presenta una envoltura félsica clara, mientras que el 15% restante presenta una envoltura félsica difusa (poco evidente) o carece completamente de ella. En el extremo superior del afloramiento (subiendo hacia el este) algunos de los núcleos se encuentran totalmente epidotizados y pueden observarse sulfuros y óxidos de cobre (Figura 4.7).



Figura 4.4: Los núcleos varían en tamaño, forma, color y textura. En la imagen se observan núcleos redondeados, elongados y subangulares, la mayoría completamente cubiertos por una capa de minerales félsicos. Notar que algunas orbículas se tocan con las orbículas vecinas generando formas complementarias. El lápiz mide 14 cm.

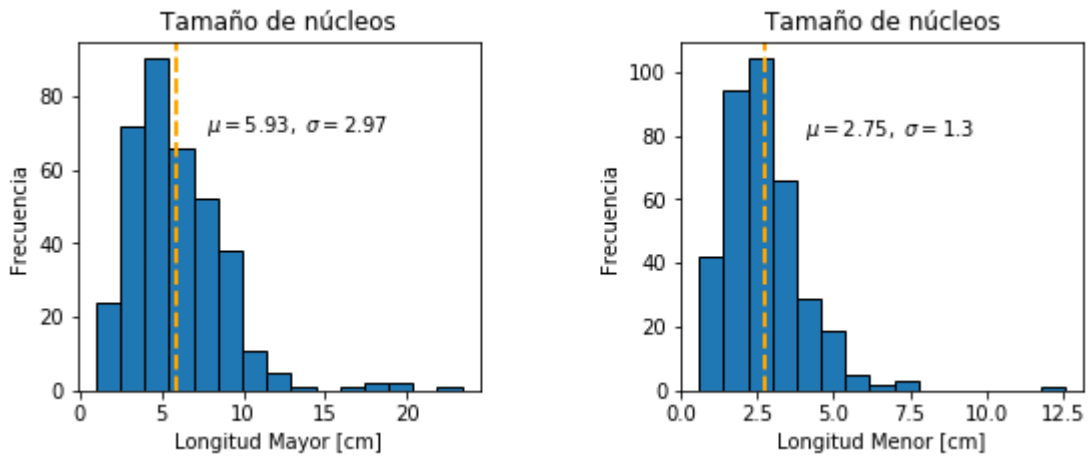


Figura 4.5: Histogramas de distribución absoluta para longitud del eje axial mayor (izquierda) y longitud del eje axial menor (derecha).  $\mu$  = media y  $\sigma$  = desviación estándar.

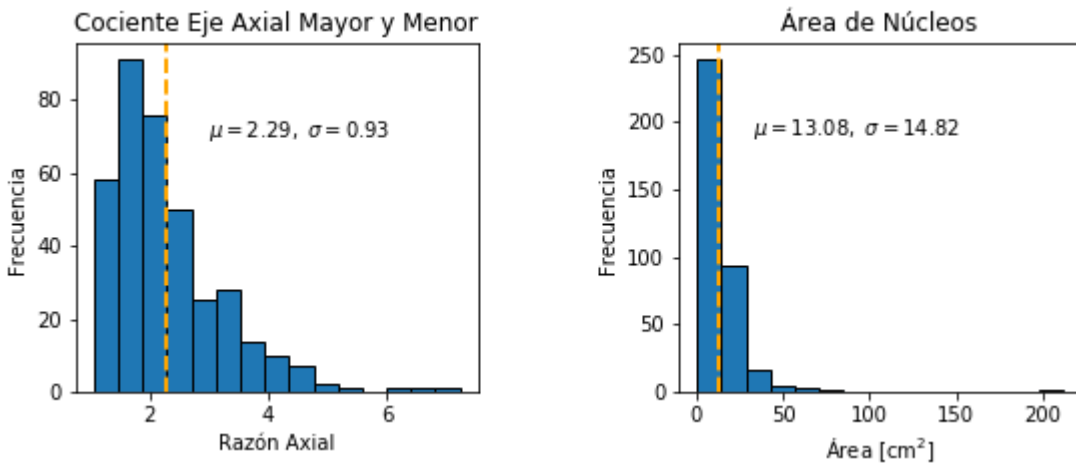


Figura 4.6: Histogramas de distribución absoluta para razón axial (izquierda) y área de núcleos (derecha).  $\mu$  = media y  $\sigma$  = desviación estándar.

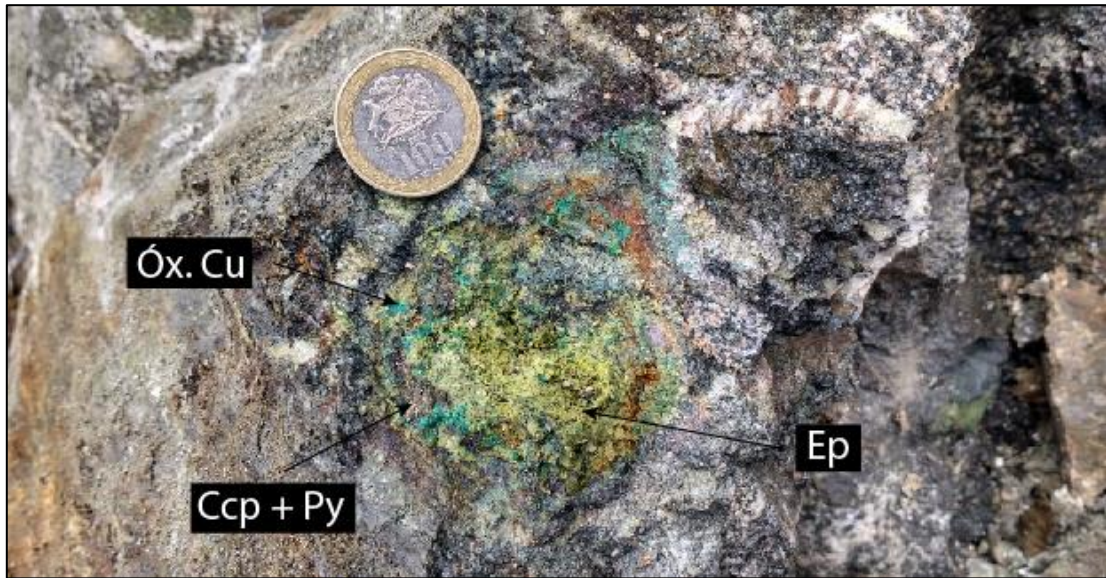


Figura 4.7: Los núcleos de algunas orbículas presentan mineralización de cobre. El diámetro de la moneda mide 23,5 mm.

### 4.1.3. ENVOLTURA

La envoltura está compuesta por una única capa de minerales félsicos dispuestos de forma radial, siempre perpendiculares al núcleo. Los contactos núcleo-envoltura y envoltura-matriz son nítidos en todos los casos. Su espesor varía entre 1 y 10 mm y su media bordea los 3 mm (Figura 4.8). No existe relación alguna entre el espesor de la envoltura y el área o composición (color) de los núcleos. El espesor de la envoltura puede variar en una misma orbícula y en casos extremos desaparecer por tramos (Figura 4.9).

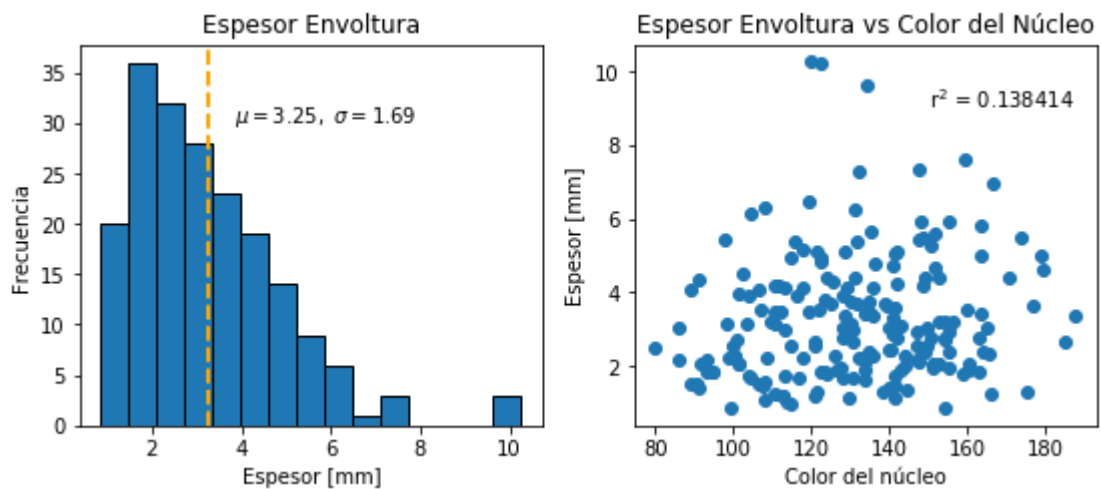


Figura 4.8: a) Histograma de distribución de espesores para las envolturas.  $\mu$  = media y  $\sigma$  = desviación estándar, b) Relación entre el espesor de la envoltura y la composición (color) del núcleo, donde un valor más alto indica una composición más félsica (color más claro).

#### 4.1.4. MATRIZ INTERORBICULAR

Muy heterogénea, con algunos dominios de grano grueso y fino. Su color varía de blanco grisáceo a gris oscuro. Representa un 40% del cuerpo orbicular. Contiene cúmulos de magnetita y fragmentos de envolturas que son distinguibles a simple vista. Algunos sectores se encuentran muy foliados. Mesoscópicamente parece existir continuidad entre la matriz y la roca huésped (Figura 4.2).

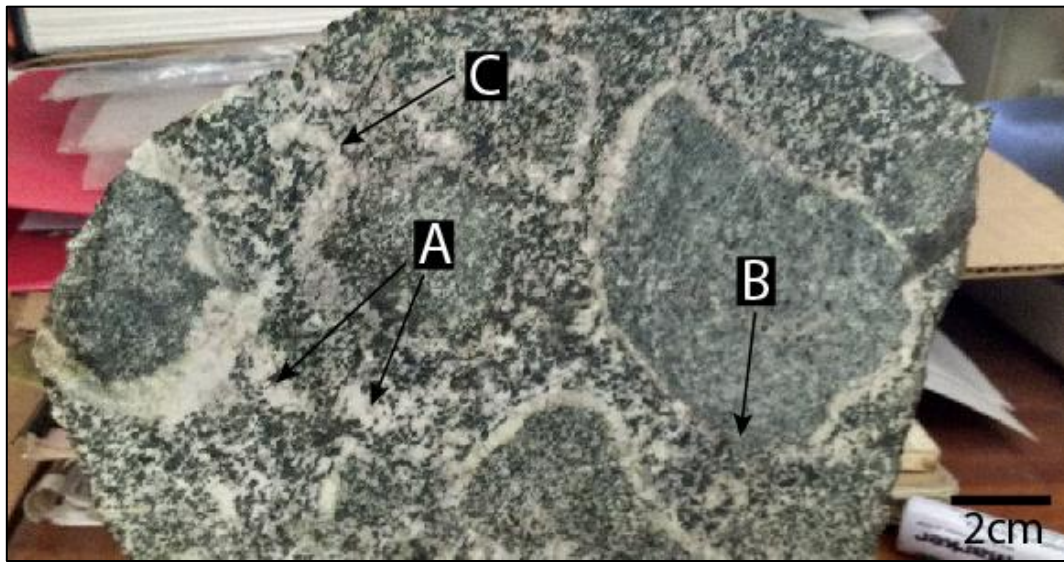


Figura 4.9: Sección pulida. A = Fragmentos de envoltura, B = Margen de núcleo sin envoltura, C = Envoltura despegada del núcleo.

#### 4.1.5. ROCA HUÉSPED

Levemente foliada, con cristales de plagioclasa y anfíbol orientados en la misma dirección. Esporádicamente se observan enclaves máficos de color café de hasta 50 cm que no presentan envolturas ni halos (Figura 4.10). Es cortada por numerosos diques aplíticos, máficos y pegmatíticos, así como por vetas de cuarzo de variado espesor. Algunos de los diques se encuentran desplazados por pequeñas fallas (Figura 4.11). Presenta zonas fuertemente cizalladas.





Figura 4.10: Enclaves máficos en la roca huésped. Su tamaño puede alcanzar los 50 cm, aunque normalmente no sobrepasan los 10 cm. El plumón mide 14 cm.



Figura 4.11: Dique aplítico de 10 cm de espesor cortado por numerosas fallas. Abajo se ve una vetilla de cuarzo de 2 cm.

## 4.2. PETROGRAFÍA

### 4.2.1. NÚCLEOS

Corresponden a rocas holocristalinas de textura hipidiomórfica inequigranular con tamaños de grano fino (<1 mm) a medio (1-5 mm). En todos los casos se componen de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, anfíbol, biotita, magnetita, titanita, apatito, epidota, sericita, zoisita y clorita; cambiando sólo sus abundancias relativas. Modalmente se clasifican como monzonita, tonalita, cuarzo-diorita y diorita, siendo estas últimas la más frecuentes (Figura 4.12).

Mineralogía (%)										
Código	Qz	Pl	Kfs	Amp	Bt	Mag	Spn	Ap	SS*	Chl
E-101	20	25	1	25	6	<1	<1	<1	20	<1
E-102	2	20	40	5	8	3	1	1	20	<1
E-103	3	5	1	35	15	3	<1	1	37	<1
E-104	1	10	1	22	38	5	1	<1	20	<1
R-001	25	30	15	2	12	<1	<1	<1	15	<1
R-002	24	5	1	23	20	<1	1	<1	25	<1
R-003	2	35	2	10	20	1	<1	<1	30	<1
R-004	45	20	25	<1	3	<1	<1	<1	3	<1
M-101	18	35	15	10	5	<1	<1	<1	15	<1
Envoltura	8	55	5	2	3	<1	<1	<1	25	<1

Tabla 1: Resumen de los minerales y sus porcentajes observados en corte transparente. El término sausrita (SS) engloba al conjunto epidota, sericita y zoisita. Salvo ese término, las abreviaturas corresponden a las sugeridas por Whitney & Evans (2010).

Mineralogía Fésica Recalculada (%)			
Código	Cuarzo	Plagioclasa	Feldespato Potásico
E-101	30	68	2
E-102	2	49	49
E-103	7	91	2
E-104	3	94	3
R-002	29	53	18
R-003	44	55	2
M-101	3	94	3
R-001	48	25	27
R-004	22	60	18
Envoltura	9	86	5

Tabla 2: Porcentaje de minerales fésicos recalculados y normalizados (valores aproximados).

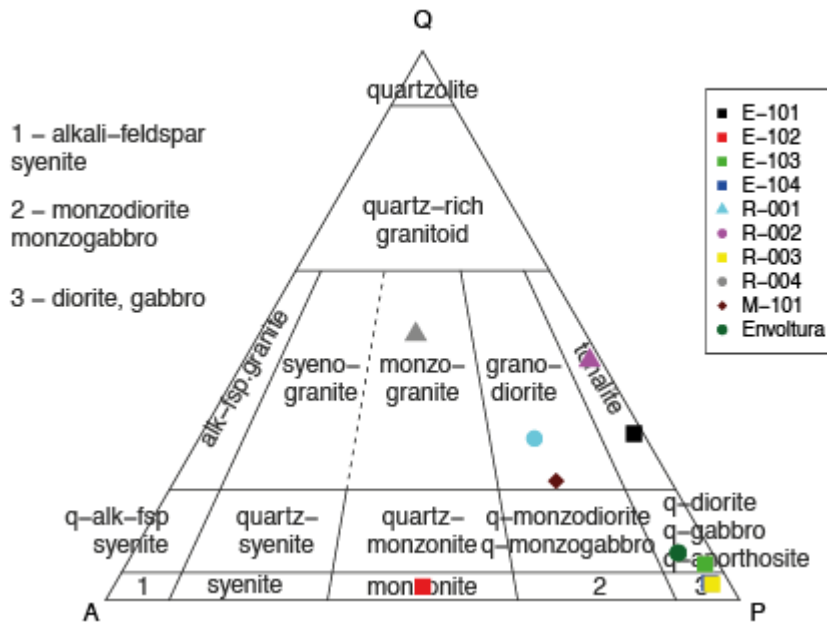


Figura 4.12: Triángulo de clasificación QAP (Streckeisen, 1976). Las muestras E-101, E-102, E-103, E-104 y R-003 corresponden a los núcleos. M101 = Matriz, R-001 = Roca huésped, R-002 = Dique máfico, R-004 = Dique félsico.

**Plagioclasa:** Es el mineral félsico más abundante (con excepción de la muestra E-102). Presenta hábito tabular a equidimensional (*equant*), formas subhedral a anhedral y aparece siempre alterada a epidota + sericita ± zoisita (a este conjunto se le llamará sausrita de aquí en adelante), por lo que se ve extremadamente sucia a nícoles paralelos (PPL). En algunas muestras esta alteración es tan intensa que la textura primaria ha desaparecido, haciendo que sea difícil determinar bien los límites de grano. Su tamaño es variable y puede alcanzar hasta 2,5 mm en su diámetro mayor. Puede encontrarse como inclusiones euhedrales a subhedralas tabulares en oicocristales de feldespato potásico. Frecuentemente presenta macla polisintética o de Carlsbad y, en menor proporción, macla de deformación. Algunas maclas polisintéticas se encuentran arqueadas. Resulta común encontrarla con bordes de sobrecrecimiento poco alterados, especialmente en muestras donde el feldespato potásico es abundante.

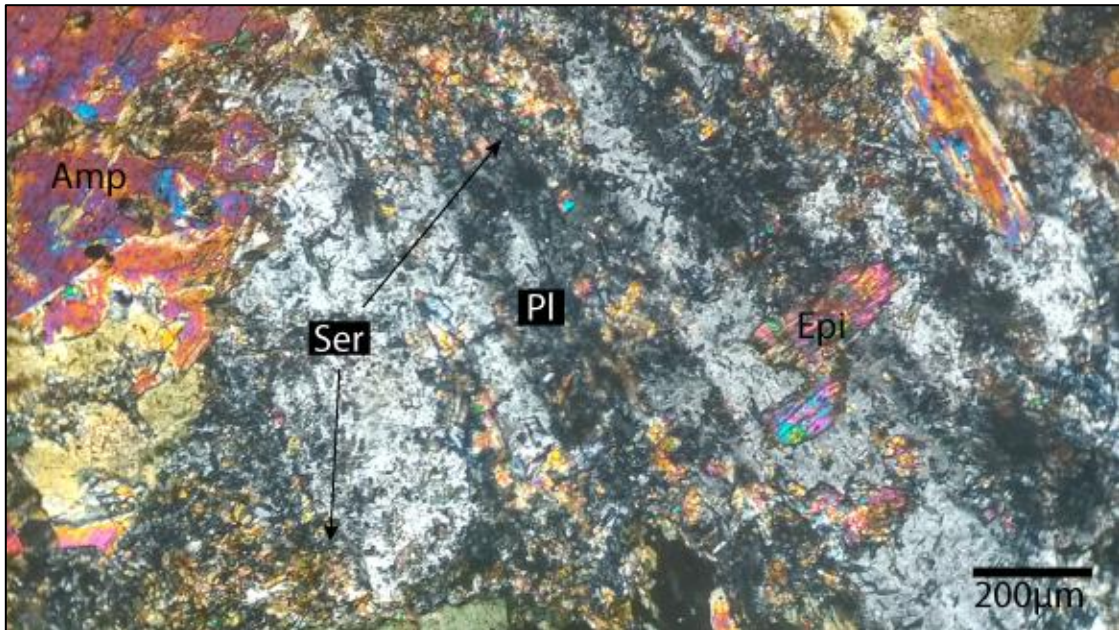


Figura 4.13: Cristal de plagioclasa alterado a epidota y sericita. Aunque la alteración es intensa aún puede observarse la macla polisintética. PPL. Corte E-103.

Cuarzo: Aparece principalmente como granos anhedrales policristalinos de extinción ondulosa. Su tamaño varía entre <0,1 mm y 1,2 mm (cuando los granos son monocristalinos). Algunos cristales contienen inclusiones de apatito. Puede aparecer asociado a epidota en vetillas.

Feldespatos Potásicos: Corresponde al mineral félsico menos abundante (con excepción de la muestra E-102) y puede ser difícil distinguirlo de la plagioclasa, especialmente cuando los cristales no presentan macla. Sin embargo, suele estar menos alterado que esta última. Ocurre principalmente como cristales subhedrales de hasta 3 mm. Excepcionalmente puede aparecer como cristales poiquilíticos con un tamaño que supera los 12 mm (muestra E-102). En este último caso es frecuente que presente lamelas de exsolución (textura peritética) e inclusiones de plagioclasa y anfíbol (Figura 4.14).

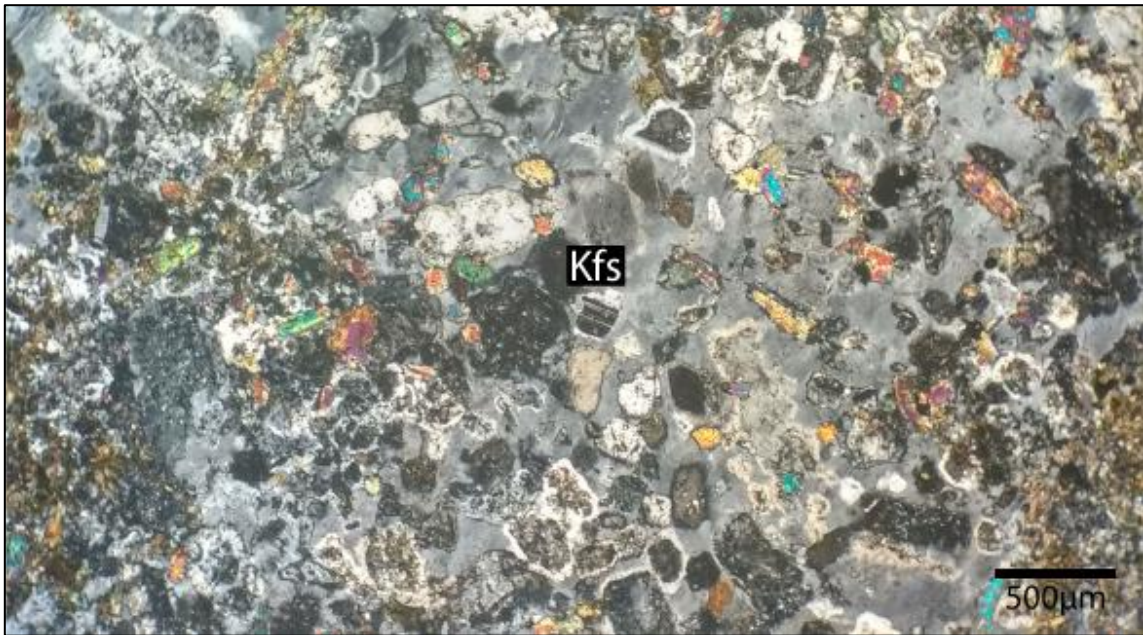


Figura 4.14: Cristal poiquilítico de feldespato potásico con inclusiones de anfíbol y plagioclasa. Los cristales de plagioclasa se componen de núcleos redondeados bordeados por un sobrecrecimiento de albita (?). Notar que algunos núcleos se encuentran completamente alterados a saussurita. XPL. E-102.

**Anfíbol:** Presenta comúnmente hábito prismático alargado y formas principalmente subhedrales. Puede alcanzar hasta 1,8 mm en su diámetro mayor. Suele presentar macla simple y clivaje en 60/120. Presenta color verde y marcado pleocroísmo verde pálido a café verdoso. Exhibe frecuentemente colores de interferencia amarillo de segundo orden. Puede aparecer completa o parcialmente alterado a biotita. En dos núcleos (R-003 y E-103) se observan intercrecimientos de opacos con anfíbol (textura simplectítica).

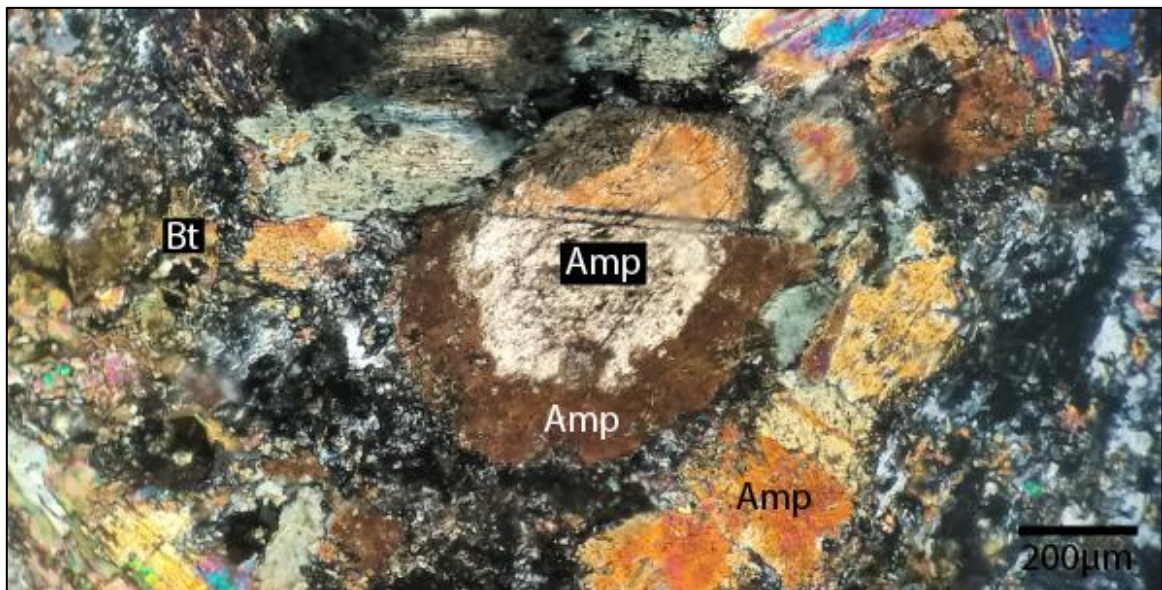


Figura 4.15: Corona de anfíbol sobre anfíbol (?). Foto a XPL. Núcleo E-103.

**Biotita:** Biotita presenta siembre color verde pino. Aparece reemplazando anfíbol o como pequeños cristales laminares dispersos por toda la roca, aunque también puede aparecer formando cúmulos. Su tamaño raramente sobrepasa 0,1 mm. Exhibe colores de interferencia de tercer orden.

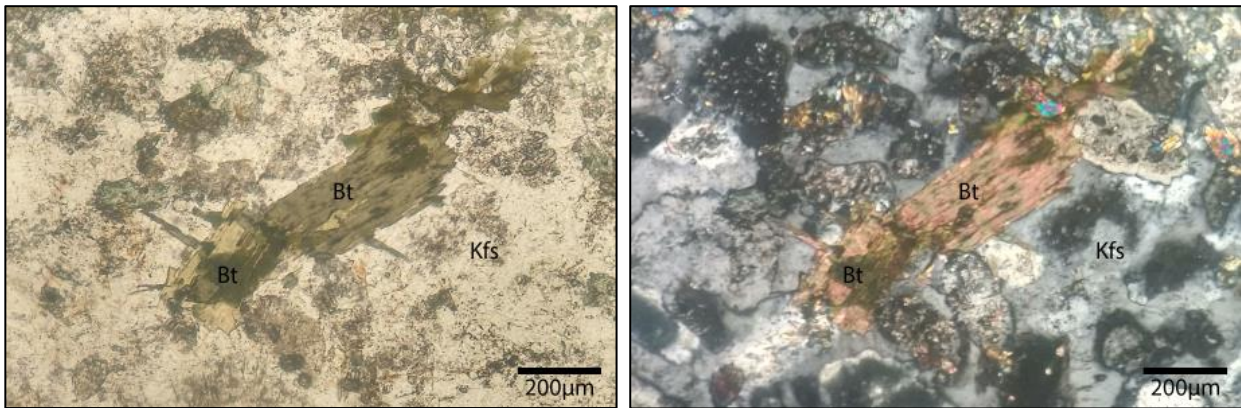


Figura 4.16: Biotita primaria siendo reemplazada por biotita secundaria. La biotita primaria aparece incluida en un cristal poiquilítico de feldespato potásico. Izquierda PPL. Derecha XPL. Núcleo E102.

**Sausurita:** Epidota, sericita y zoisita aparecen alterando a la plagioclasa. La epidota se presenta como cristales anhedrales incoloros con leves tintes verdes. Puede distinguirse fácilmente por su color manto de arlequín a nícoles cruzados. La zoisita es similar a la epidota, pero presenta un hábito alargado distintivo y colores de interferencia anómalos. Su abundancia relativa sigue el orden Epidota > Sericita > Zoisita en todos los núcleos observados (Figura 4.13). Sericita sola altera usualmente granos de feldespato potásico.

**Titanita:** Mayoritariamente subhedral. Aparece como cristales aislados de hábito romboidal con un tamaño medio que bordea los 0,4-0,5 mm. Se caracteriza por su relieve extremo y alta birrefringencia. Normalmente aparece en contacto con anfíbol. Algunos cristales presentan textura ocellar, donde aparecen rodeado por minerales félsicos (feldespato potásico, plagioclasa y cuarzo).

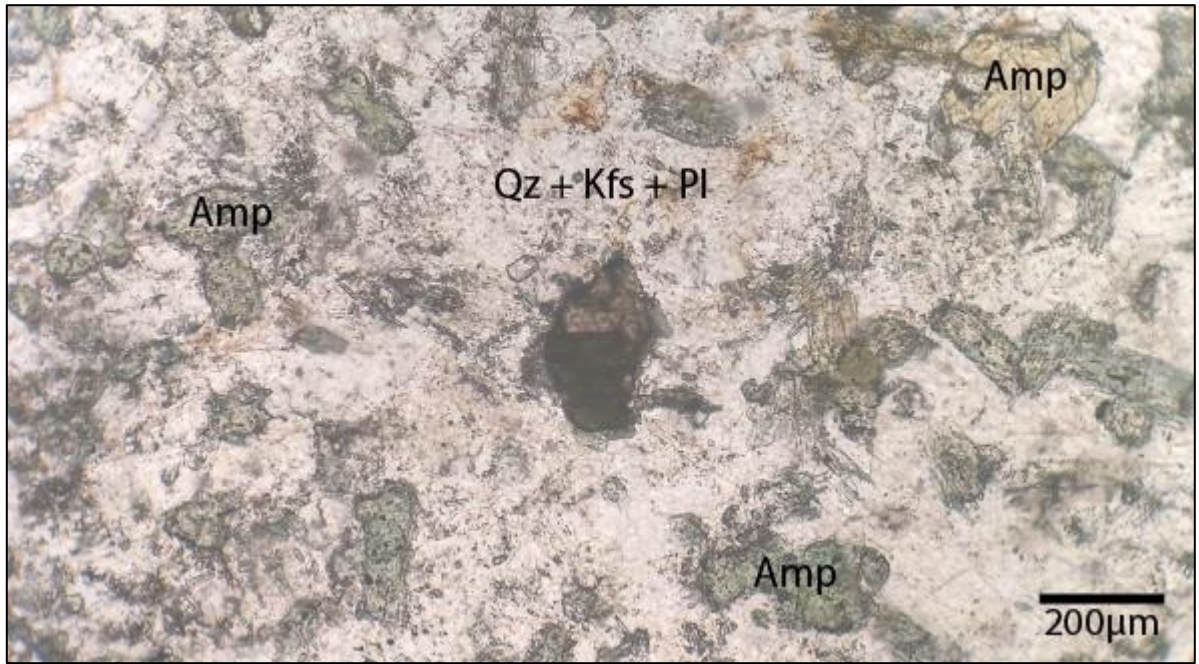


Figura 4.17: Cristal de titanita romboidal de 0,2 mm rodeada por minerales félsicos (cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa). PPL. Núcleo E-102.

Apatito: Siempre accesorio. Forma principalmente euهدral, aunque existen granos subhedrales y anhedrales redondeados. Su hábito puede ser prismático, subisométrico o acicular. Su tamaño máximo alcanza los 0,5 mm en cristales prismáticos largos.

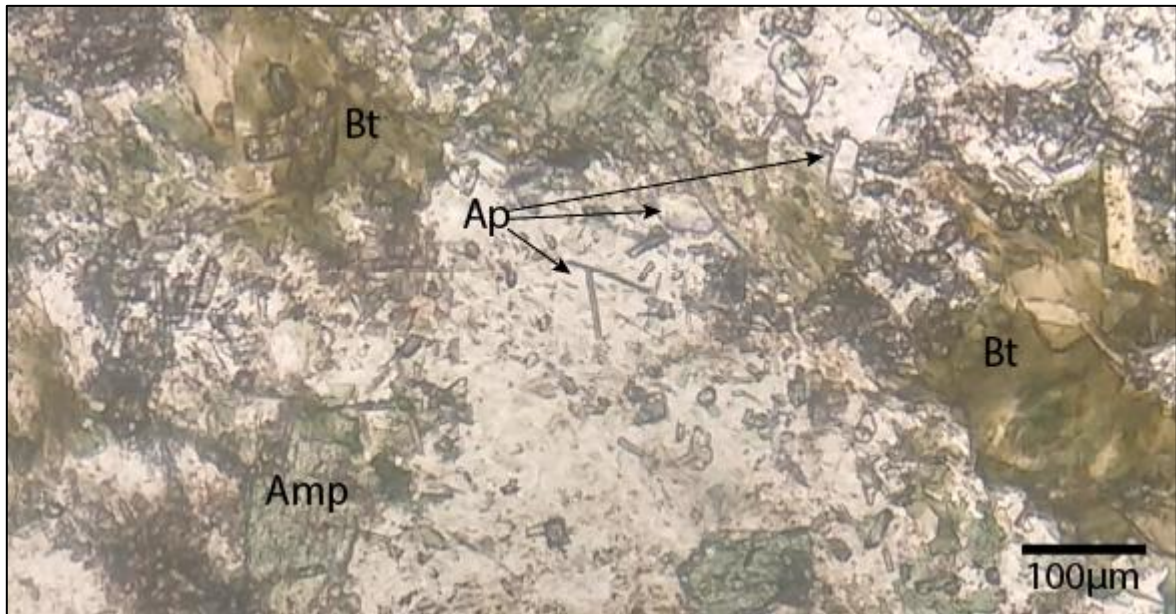


Figura 4.18: El apatito presenta diferentes hábitos. En la imagen se observa apatito acicular, equidimensional y prismático. PPL. Núcleo E102.

Opacos: Cristales euhedrales de hábito cúbico o anhedrales vermiculares (en intercrecimiento simplectítico con anfíbol). Aunque normalmente accesorio, puede ser una fase mineral importante (como en la muestra E-104, donde alcanza el 5%). Suele encontrarse asociada a biotita y anfíbol formando cúmulos máficos. Los cristales cúbicos son probablemente magnetita, dado el alto magnetismo de las muestras.

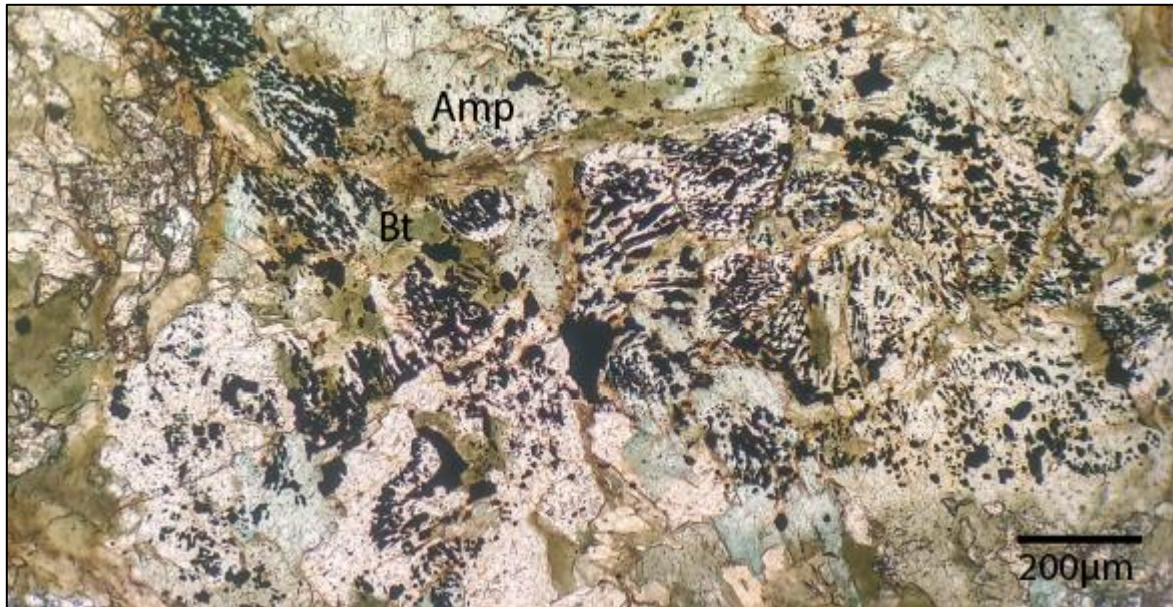


Figura 4.19: Intercrecimiento vermicular de opacos en anfíbol (textura simplectítica). Biotita secundaria aparece en reemplazo del anfíbol. PPL. Núcleo R-003.

Clorita: No excede el 1%. Siempre en reemplazo de biotita.

#### 4.2.2. ENVOLTURA

La envoltura está compuesta casi exclusivamente de plagioclasa sausuritizada y cuarzo más algo de feldespato potásico (Figura 4.20 y Figura 4.21) y su composición es granodiorítica (Figura 4.12). Biotita, anfíbol, titanita, magnetita, apatito y clorita constituyen las fases minerales accesorias (Tabla 1). La plagioclasa presenta hábito tabular alargado, forma anhedral a subhedral y crece siempre perpendicular a la superficie del núcleo. Algunos cristales presentan hábito dendrítico con su ancho aumentando hacia la matriz (Figura 4.22). Puede alcanzar hasta 4 mm de largo y, en algunos casos, un único cristal cubre todo el espesor de la envoltura (Figura 4.21). Se encuentra siempre fuertemente alterada a sausurita, por lo que resulta difícil distinguir los bordes de grano. El cuarzo es un componente menor y suele limitarse a los intersticios. Su forma es anhedral y siempre presenta extinción ondulosa. Puede ser mono o policristalino. El feldespato potásico corresponde al mineral félsico menos abundante. Se da como cristales subhedrales de hasta 0,5 mm y es frecuente que presente lamelas de exsolución (textura pertítica) e inclusiones de plagioclasa. El resto de los minerales



presenta formas y tamaños similares a los descritos en la sección anterior (se excluyen las texturas).



Figura 4.20: La envoltura está formada casi exclusivamente por minerales félsicos, siendo la plagioclasa la fase principal. Las líneas segmentadas marcan los límites de la envoltura. Foto a XPL. Corte E-101.

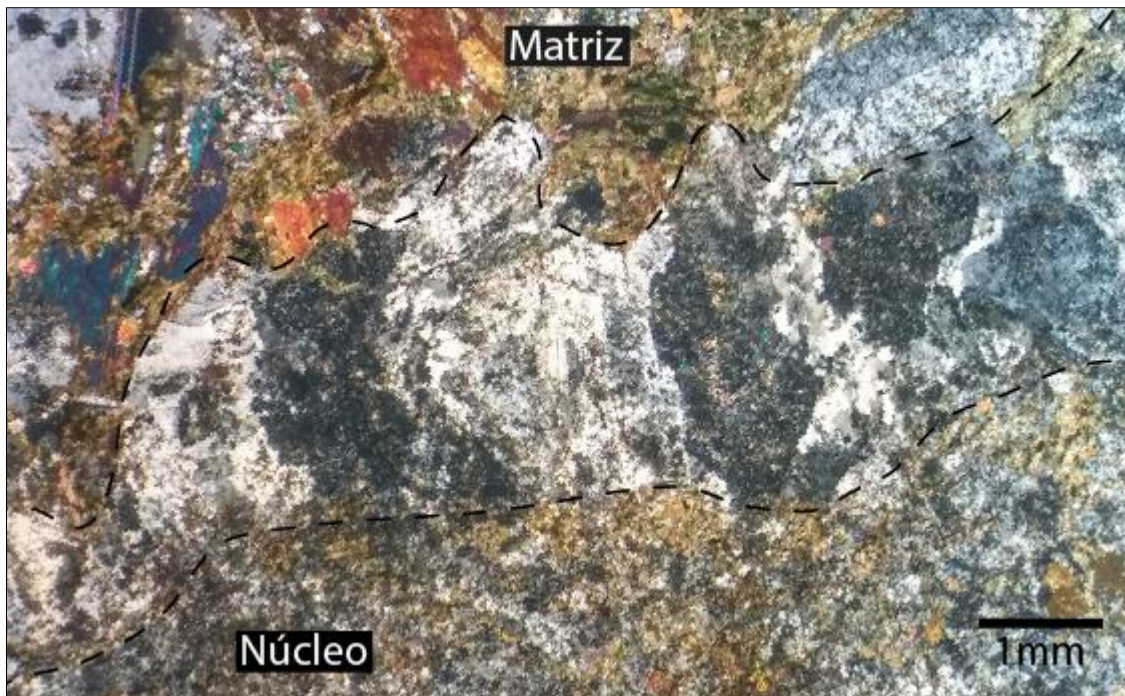


Figura 4.21: Detalle de la envoltura félsica. Los cristales presentan hábito tabular alargado y su eje mayor es perpendicular a la superficie del núcleo. El cristal euédral con macla de Carlsbad que se observa en la esquina superior derecha es parte de la matriz y no de la envoltura. Las líneas segmentadas marcan los límites de la envoltura. Foto a XPL. Corte E-102.



Figura 4.22: Plagioclasa dendrítica fuertemente alterada a saussurita. Este cristal cubre todo el espesor de la envoltura. Foto a XPL. Corte E-102.

### 4.2.3. MATRIZ

Se observan zonas pegmatíticas de grano grueso (>5 mm) y zonas faneríticas de grano medio (1-5 mm). Al ser tan heterogénea resulta imposible determinar las modas minerales con precisión. Sin embargo, una composición aproximada se entrega en la Tabla 1, la que permite clasificar la roca como granodiorita. El constituyente mayor es plagioclasa, la que aparece como cristales tabulares principalmente subhedrales, que alcanzan hasta de 5,7 mm de tamaño. Puede encontrarse también como inclusiones subredondeadas rodeadas por un sobrecrecimiento de albita dentro de cristales poiquilíticos de feldespato potásico. Estas inclusiones no sobrepasan los 0,5 mm y su núcleo puede encontrarse completamente alterado a saussurita, de manera que sólo se observa el sobrecrecimiento de albita. Cuarzo presenta extinción ondulosa y subgranos y su tamaño varía entre <0,1 mm y 1,8 mm (cuando es monocristalino) Biotita verde aparece en reemplazo de anfíbol y como agregados de cristales laminares de 0,1 mm. El anfíbol es verde, presenta hábito prismático alargado y forma subhedral a anhedral. Puede alcanzar 3,2 mm en su eje mayor y muestra clivaje en 60/120. Al igual que la plagioclasa aparece principalmente en forma de inclusiones de hasta 0,3 mm dentro de oikocristales de feldespato potásico. Se observan minerales opacos aislados de hábito cúbico que corresponden presuntamente a magnetita. Éstos pueden encontrarse intercrecidos con anfíbol formando una textura simplectítica (Figura 4.23). El apatito posee hábito prismático corto y junto a la titanita constituyen las fases minerales accesorias. Algunas biotitas se encuentran cloritizadas.

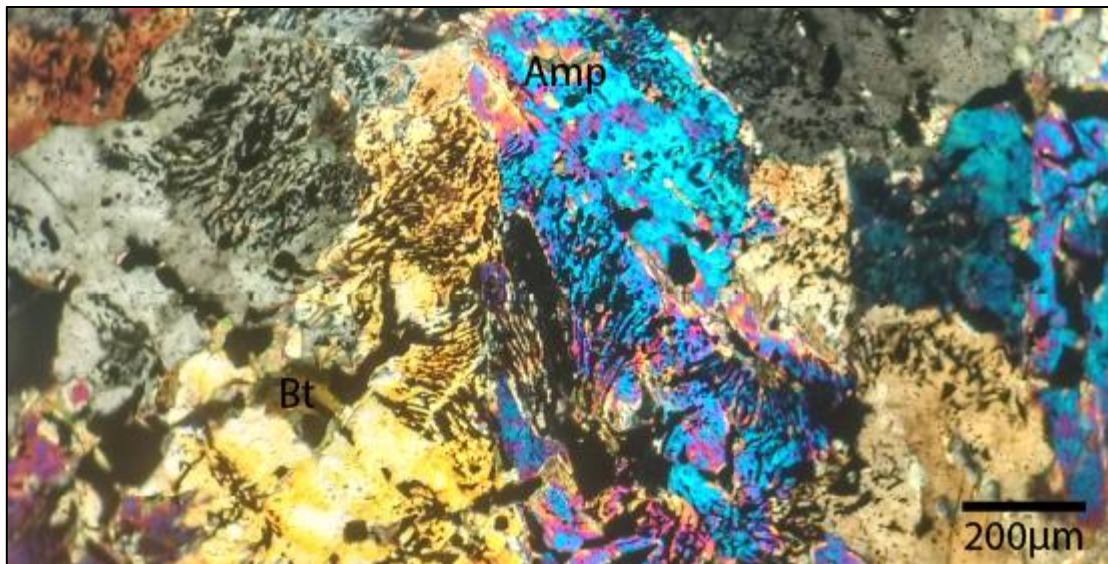
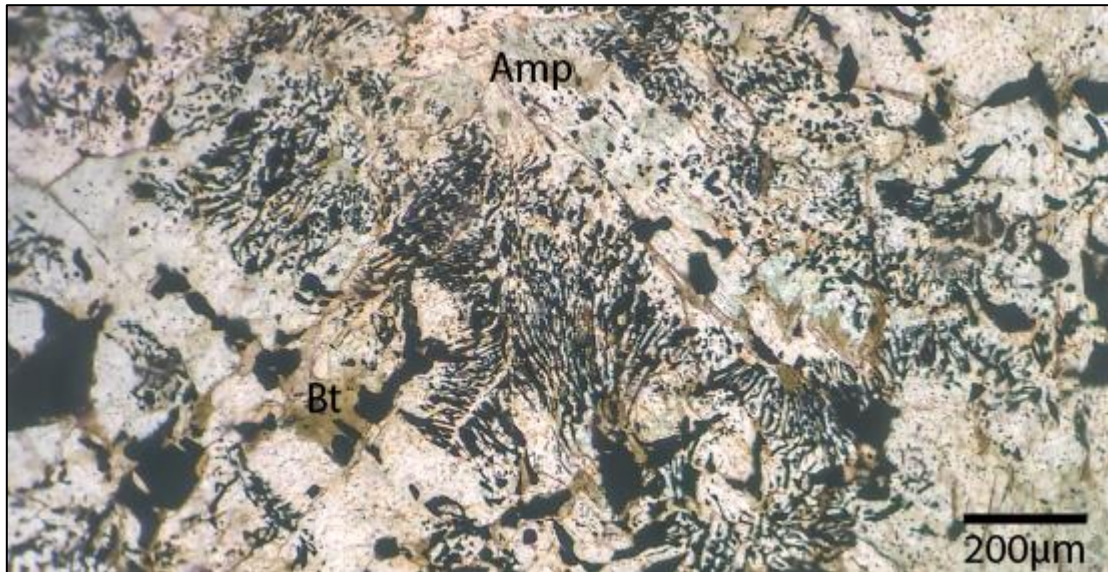


Figura 4.23: Al igual que en los núcleos, la matriz presenta intercrecimientos vermiculares de opacos (magnetita (?)) en anfíbol. PPL (Arriba) y XPL (abajo). Corte M-101.

#### 4.2.4. ROCA HUÉSPED

Corresponde a granodiorita (Figura 4.12). Feldespato potásico frecuentemente euédrico con macla de Carlsbad; alcanza hasta 1,7 mm de largo y se encuentra levemente alterado a sericita, observándose siempre mucho más limpio que la plagioclasa a nícoles paralelos. La plagioclasa está fuertemente alterada a epidota + zoisita + sericita (saurita); presenta forma subédrica y hábito tabular a equidimensional. Alcanza hasta 2 mm de longitud. Puede apreciarse una sutil orientación preferencial de este mineral. El cuarzo corresponde a granos anhédricos mono y policristalinos de extinción ondulosa. La biotita posee color verde y aparece en reemplazo de anfíbol o como pequeños cristales

laminares de tamaño menor a 0,1 mm dispersos en toda la roca. Algunos cristales están levemente alterados a clorita. El anfíbol ocurre como fenocristales de hábito prismático y forma subhedral a euhedral. Alcanza hasta 1 mm y está comúnmente alterado a biotita, especialmente en los bordes. Se observan minerales opacos aislados de hábito cúbico. Apatito alcanza hasta 0,5 mm. La titanita presenta hábito romboidal y forma subhedral.

#### **4.2.5. DIQUE MÁFICO**

Es una microtonalita foliada (Figura 4.12). Feldespato potásico y plagioclasa ocurren sólo en trazas. El cuarzo es el mineral félsico dominante y aparece como granos anhedral mono y policristalinos de extinción ondulosa que raramente sobrepasan los 0,3 mm. Biotita de color verde aparece en reemplazo de anfíbol o como pequeños cristales subhedrales laminares de tamaño menor a 0,1 mm que se hallan fuertemente orientados. Algunos cristales están levemente alterados a clorita. Se distinguen dos tipos de anfíbol: uno de hábito prismático y color verde y otro columnar de color verde azulado. Ambos tienden a seguir la dirección de la foliación, pero los segundos tienden a cortarla perpendicularmente. Ambos alcanzan hasta 0,8 mm y están comúnmente alterados a biotita, especialmente en los bordes. Se observan minerales opacos aislados de hábito cúbico. Apatito prácticamente ausente. La titanita presenta hábito romboidal y forma subhedral. La epidota es muy abundante y aparece asociada a cuarzo en vetillas o alterando plagioclasa como sausruta.

#### **4.2.6. DIQUE FÉLSICO**

Granito hipidiomórfico alterado (Figura 4.12). Presenta feldespato potásico en proporción similar a la plagioclasa. Suele presentar macla de Carlsbad y algunos cristales aislados pueden sobrepasar los 3 mm. Siempre aparece más limpio que la plagioclasa a PPL. La plagioclasa está fuertemente alterada a epidota + zoisita + sericita (sausruta); presenta forma subhedral y hábito tabular a equidimensional. Alcanza hasta 1,5 mm de longitud y generalmente exhibe macla polisintética. El cuarzo corresponde al mineral principal y aparece como granos anhedral mono y policristalinos de extinción ondulosa. El tamaño medio de los granos monocristalinos bordea el milímetro y puede alcanzar un tamaño máximo de 1,9 mm. La biotita y el anfíbol son escasos y en conjunto no representan más del 4% del corte. Titanita y apatito accesorios.

## **5. DISCUSIONES**

### **5.1. EMPLAZAMIENTO DEL CUERPO ORBICULAR**

La geometría irregular del afloramiento indica que el cuerpo orbicular se emplazó como dique sinplutónico y que, por lo tanto, la roca encajante se encontraba sólo parcialmente cristalizada y relativamente caliente al momento de la intrusión. Esto explicaría la ausencia de márgenes de enfriamiento y las señales de *back-intrusion* observadas.

### **5.2. SOBRE LA NATURALEZA DE LOS NÚCLEOS**

La morfología redondeada y subredondeada de la mayoría de los núcleos y las microestructuras observadas en algunas de las secciones delgadas, tales como: apatito acicular, megacrístales poiquilíticos de feldespato potásico ricos en inclusiones de plagioclasa, y titanita ocellar sugieren que al menos algunos de los núcleos son el resultado de procesos de mixing y mingling magmático (Baxter & Feely, 2002; Castro, Moreno-Ventas, & Rosa, 1990; Hibbard, 1991; Janoušek, Braithwaite, Bowes, & Gerdes, 2004; Vernon, 1990). Los más angulosos y de textura y color similares a los de la roca huésped podrían corresponder a fragmentos sólidos arrancados de la granodiorita encajante. Adicionalmente, en muestras recogidas al término de este trabajo se encontró un fragmento de pizarra hornfésica, de forma que fragmentos metamórficos del basamento podrían haber sido arrastrados hasta el lugar de formación de las orbículas. Esto último, sin embargo, constituye sólo información preliminar y actualmente se encuentra en estudio.

Los núcleos que carecen de envoltura podrían explicarse de tres formas: corresponden a enclaves incorporados después de la formación de las orbículas, a orbículas cuya envoltura fue completamente erosionada o a fragmentos sobre los que no se depositó envoltura leucocrática. Es difícil inclinarse por una única opción, pero dado que la cantidad de fragmentos de envoltura incluidos en la matriz son pocos en relación con el número de núcleos que carecen de envoltura, la erosión de las orbículas no sería el mecanismo principal.

### **5.3. CONDICIONES DEL MEDIO**

Los fragmentos de envoltura que 'flotan' en la matriz, la presencia de núcleos parcialmente desnudos y las envolturas despegadas de la superficie de algunos núcleos (Figura 4.9) indican movilidad de la matriz interorbicular después de la formación de las orbículas. Lo anterior es reafirmado por el hecho de que muchas de ellas son deformadas

por orbículas vecinas (Figura 4.4) indicando que éstas se encontraban en estado plástico, al interior de un medio líquido, durante y después de su formación. Estos rasgos en conjunto constituyen evidencia sólida en favor de un origen magmático y ayudan a desechar la idea de una génesis metamórfica. Esto es consistente con lo planteado por autores como Elliston (1984), quien manifiesta que los granitos orbiculares cristalizan a partir magmas cuyas propiedades reológicas y difusivas se asemejan a la de una pasta o gel macromolecular concentrado. Además, la cristalización de las envolturas antecede a la compactación, puesto que no se han observado enclaves en contacto que estén rodeados por una única capa leucocrática.

## **5.4. CRISTALIZACIÓN DE LA ENVOLTURA**

Dado que la forma de la envoltura está controlada fuertemente por la morfología de los núcleos, tuvo que existir tasas de cristalización similares en todas las direcciones. Además, parece existir un crecimiento unidireccional de la plagioclasa, con las caras (010) perpendiculares al núcleo, de manera que su cristalización tuvo que ser controlada por un gradiente termal o composicional perpendicular a la superficie del núcleo.

Resultados experimentales (Lofgren, 1974, 1975) demuestran que existe una variación sistemática de la forma de la plagioclasa (*equant* > acicular > esquelética > dendrítica > esferulítica) con el incremento del grado de sobreenfriamiento ( $\Delta T$ ). De esta forma, para generar el hábito dendrítico observado en las envolturas se requeriría de un sobreenfriamiento moderado. Desafortunadamente no es posible entregar un valor estimado de  $\Delta T$ , puesto que éste depende de la composición del magma, del contenido de agua y de la presión (Lofgren, 1974). Según algunos autores (Lindh & Näsström, 2006; Vernon, 1985) para poder generar un sobreenfriamiento de esta magnitud e inhibir la cristalización normal, sería necesario agregar agua al sistema. De esta manera se eliminarían los pequeños cristales que pudieran haberse formado en el magma orbicular haciendo que las envolturas félsicas precipitaran sólo sobre los enclaves disponibles.

## **5.5. MODELOS DE FORMACIÓN**

### **5.5.1. MAGMA SOBREENFRIADO**

De todas las publicaciones relacionadas con la formación de las rocas orbiculares, la que más se asemeja a las aquí descritas corresponde a una granodiorita orbicular encontrada en el plutón Lower Castle Creek, al norte del batolito de Sierra Nevada (Sylvester, 2011). Aunque existen diferencias en la textura de la envoltura (tangencial), las orbículas también constan de una sola capa y las proporciones de minerales félsicos son relativamente parecidas a las de las rocas orbiculares de Chaitén. Considerando esto, se

piensa que un mecanismo similar puede explicar el origen de estas peculiares rocas (Figura 5.1).

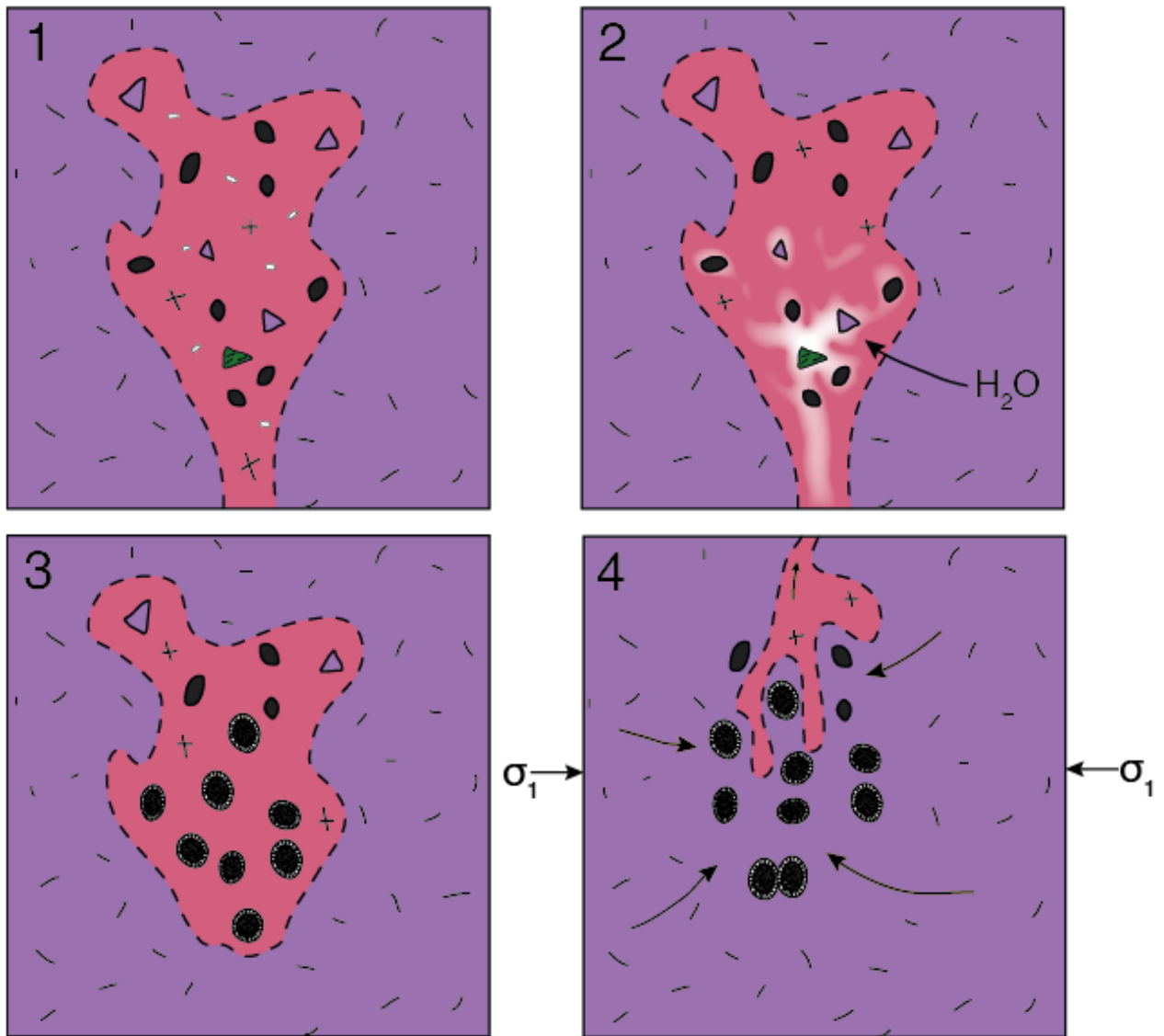


Figura 5.1: Modelo propuesto para explicar la génesis de las rocas orbiculares del cerro Recoba.

En este contexto, se propone el siguiente modelo para explicar la génesis de las rocas orbiculares del cerro Recoba:

1. Los enclaves máficos producidos tras los procesos de mingling son arrastrados hasta la granodiorita Recoba en forma de dique sinplutónico. Durante su ascenso, el magma desprende fragmentos de la roca huésped parcialmente cristalizada (y, posiblemente, fragmentos metamórficos del basamento).

2. Un fundido félsico y agua procedentes de la roca huésped son inyectados en el "magma orbicular". El agua reduce la temperatura del liquidus haciendo que los potenciales núcleos sean disueltos y, por lo tanto, retrasando la nucleación.
3. La temperatura cae por debajo del liquidus hasta alcanzar un sobreenfriamiento moderado. Nucleación heterogénea se produce sobre la superficie de los enclaves, cristalizando plagioclasa elongada y dendrítica, cuarzo y algo de feldespató potásico.
4. Un evento compresivo aprieta las orbículas, expulsando el magma interorbicular y rellenando el espacio con la granodiorita huésped. Puesto que las orbículas se encontraban en estado plástico algunas de ellas son deformadas contra otras orbículas formando teselaciones locales.

A lo anterior hay que agregar que, una vez cristalizada la matriz, el cuerpo orbicular es cortado por los diques félsicos y máficos. A su vez, la presencia de biotita secundaria verde, epidota, clorita y sericita en todas las facies (núcleos, envoltura, matriz, diques y roca de caja) sugiere que, en un estadio más avanzado, un evento metamórfico regional de bajo grado -o al menos un evento de alteración hidrotermal- afectó al complejo.

Finalmente, al pasar a un ambiente frágil como consecuencia de la exhumación del batolito, se producirían las fracturas y la deformación frágil observadas.

### **5.5.2. MECANISMO ALTERNATIVO: UN CASO ÚNICO DE *FILTER PRESSING***

En opinión de algunos autores (Oh, Lee, & Yi, 2013; M.A Parada, comunicación personal) otra forma de generar las envolturas sería a través del *filter pressing*; mecanismo invocado por algunos geólogos para explicar la diferenciación de los magmas. Luego, si los núcleos fuesen sólo fragmentos desprendidos de las paredes del conducto y/o de la cámara magmática en la que se emplazó el magma orbicular (es decir fragmentos ya cristalizados), el efecto de un esfuerzo compresivo tras la fusión parcial (producida al bajar el punto de fusión mediante una inyección de agua, por ejemplo) de los mismos, haría que el fundido félsico resultante fuese expulsado de los núcleos, de manera análoga a lo que ocurre al apretar una esponja (Figura 5.2). De ser así, se esperaría que la composición de la envoltura leucocrática fuese mucho más evolucionada (granítica o granodiorítica) que la de los núcleos, cuestión que aquí no ocurre (en el corte E-101, en particular, el contenido de cuarzo es mucho mayor en el núcleo que en la envoltura), por lo que esta hipótesis no sería aplicable a este caso específico.



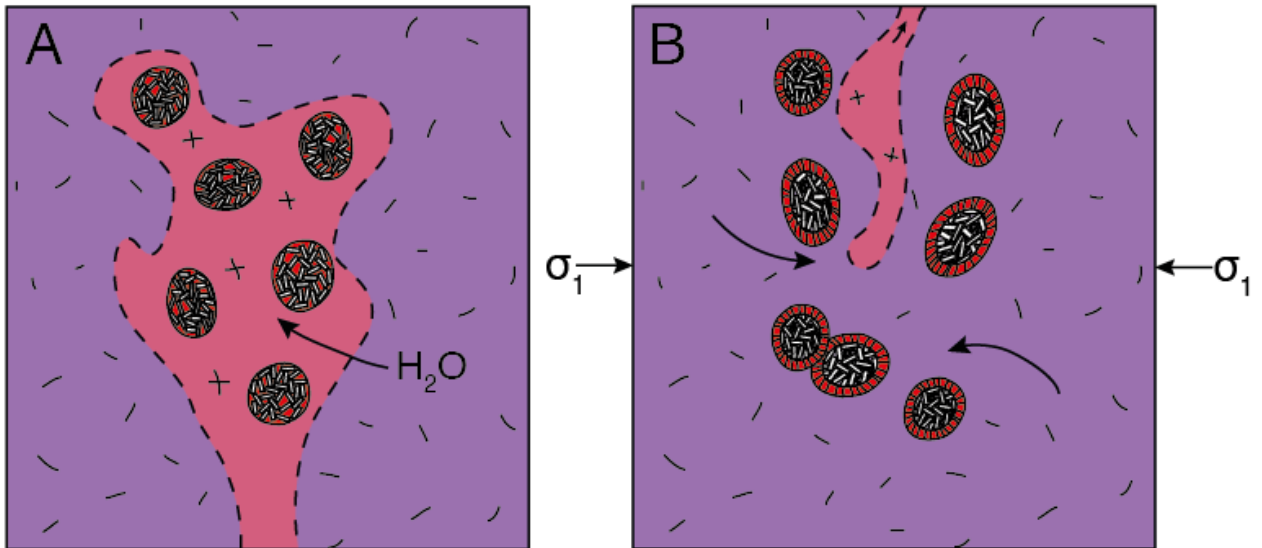


Figura 5.2: Un mecanismo alternativo invoca al estrujamiento causado por la compresión tectónica. A) El "magma orbicular" intruye a la granodiorita Recoba en forma de dique sinplutónico. En su ascenso incorpora fragmentos de la roca encajante. Fluido expulsado de la granodiorita parcialmente cristalizada entra en contacto con el magma orbicular y los núcleos son fundidos parcialmente, B) El sistema es comprimido, expulsando el fundido félsico desde el interior de los núcleos, haciendo migrar al magma orbicular y rellenando el espacio con la granodiorita huésped. Este fundido félsico cristaliza formando las envolturas leucocráticas. Algunas orbículas en estado plástico son aplastadas unas contra otras.

## 6. CONCLUSIONES

Debido a la naturaleza de su roca huésped, la orbiculita del cerro Recoba puede clasificarse como granodiorita orbicular. Además, su estructura simple (monocapa), su textura radial y la similitud de los núcleos con la matriz la definen como una roca tipo S-R-LM, de acuerdo con la terminología propuesta por Leveson (1966) y adoptada en este trabajo.

Las características de la matriz y la relación geométrica complementaria que existe entre algunas orbículas permiten deducir que éstas se encontraban en estado plástico dentro de un medio líquido durante y después de su formación. Por esto, su origen puede ser considerado estrictamente magmático.

El magma orbicular (magma en el que se generan las orbículas) se habría emplazado en forma de dique sinplutónico durante el Mioceno, intruyendo a la granodiorita Recoba cuando esta se encontraba sólo parcialmente cristalizada. La matriz interorbicular correspondería a espacio relleno por esta misma granodiorita durante un evento compresivo.

Las microestructuras halladas en algunos enclaves indican que dos magmas de composiciones disímiles estuvieron en contacto. Así, al menos una parte de los núcleos de las orbículas serían el resultado de mixing/mingling magmático. Los fragmentos más parecidos a la roca huésped serían fragmentos desprendidos de las paredes.

La cristalización de la envoltura se habría producido a partir de una inyección de magma félsico. La forma dendrítica de la plagioclasa, en tanto, indica que la cristalización se produjo en condiciones de sobreenfriamiento moderado, el que sería causado por un retraso de la nucleación generado por una inyección de agua.

Se requieren de estudios mucho más profundos para conocer en detalle los mecanismos que llevaron a la formación de estas rocas. Es por esto que se recomienda encarecidamente el desarrollo de análisis geoquímicos, estructurales y de inclusiones fluidas. Se espera que este trabajo de título represente, entonces, el punto de partida para una investigación más a fondo.

Finalmente, dado que la granodiorita orbicular del cerro Recoba constituye un caso muy especial de roca orbicular, con alto valor petrológico, mineralógico y paisajístico, se enviará una propuesta formal a la Sociedad Geológica de Chile (SGCH) para inscribirla como geositio y que forme parte del geopatrimonio nacional.

## 7. BIBLIOGRAFÍA

- Aguirre, L. L., Hervé, F. A., & del Campo, M. (1976). An orbicular tonalite from Caldera, Chile. *Journal of the Faculty of Science, Hokkaido University. Series 4, Geology and mineralogy* = 北海道大學理學部紀要, 17, 231-259.
- Bäckström, H. (1893). Causes of Magmatic Differentiation. *The Journal of Geology*, 1, 7.
- Bäckström, H. (1905). Ein Kugelgranit von Spitzbergen. *Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar*, 27, 254-259.
- Baxter, S., & Feely, M. (2002). Magma mixing and mingling textures in granitoids: examples from the Galway Granite, Connemara, Ireland. *Mineralogy and Petrology*, 76, 63-74.
- Castro, A., Moreno-Ventas, I., & Rosa, J. D. de la. (1990). Microgranular enclaves as indicators of hybridization processes in granitoid rocks, Hercynian Belt, Spain. *Geological Journal*, 25, 391-404.
- Cox, B. (1973). Petrogenesis of orbicular migmatites bordering the Idaho batholith Shoup Idaho. *Graduate Student Theses, Dissertations, & Professional Papers*. Recuperado de <https://scholarworks.umt.edu/etd/7591>
- Decitre, S., Gasquet, D., & Marignac, C. (2002). Genesis of orbicular granitic rocks from the Ploumanac'h Plutonic Complex (Brittany, France): petrographical, mineralogical and geochemical constraints. *European Journal of Mineralogy*, 715-731.
- Díaz-Alvarado, J., Rodríguez, N., Rodríguez, C., Fernández, C., & Constanzo, Í. (2017). Petrology and geochemistry of the orbicular granitoid of Caldera, northern Chile. Models and hypotheses on the formation of radial orbicular textures. *Lithos*, 284-285, 327-346.
- Duhart, P. (2003). Las Juntas: Un prospecto de Cu-Pb-Zn (Au-Ag) en la franja polimetálica del Cretácico Inferior de Chiloé continental, Cordillera Nor-Patagónica, Chile. X CONGRESO GEOLÓGICO CHILENO. Presentado en Concepción. Concepción: Universidad de Concepción.
- Durant, D. G. (2001). *Orbicular diorite of Fisher Lake, California: Reverse zoning and oscillatory precipitation mechanisms*. (University of Ottawa (Canada)). University of Ottawa (Canada).
- Elliston, J. N. (1984). Orbicules: An indication of the crystallisation of hydrosilicates, I. *Earth-Science Reviews*, 20, 265-344.
- Eskola, P. (1938). On the Esboitic Crystallization of Orbicular Rocks. *The Journal of Geology*, 46, 448-485.
- Godoy, E. (1997). El gabro orbicular de quebrada Ánimas Viejas, Provincia de Chañaral, Chile. VIII CONGRESO GEOLÓGICO CHILENO, 1285-1289. Antofagasta: Universidad Católica del Norte.
- Greig, J. W. (1927). Immiscibility in silicate melts; Part I. *American Journal of Science, Series 5 Vol. 13*, 1-44.
- Grosse, P., Toselli, A. J., & Rossi, J. N. (2010). Petrology and geochemistry of the orbicular granitoid of Sierra de Velasco (NW Argentina) and implications for the origin of orbicular rocks. *Geological Magazine*, 147, 451-468.
- Hatch, F. H. (1888). On the Spheroid-bearing Granite of Mullaghderg, Co. Donegal. *Quarterly Journal of the Geological Society*, 44, 548-560.
- Hibbard, M. J. (1991). Textural anatomy of twelve magma-mixed granitoid systems. *Enclaves and granite petrology*.

- Janoušek, V., Braithwaite, C. J. R., Bowes, D. R., & Gerdes, A. (2004). Magma-mixing in the genesis of Hercynian calc-alkaline granitoids: an integrated petrographic and geochemical study of the Sázava intrusion, Central Bohemian Pluton, Czech Republic. *Lithos*, 78, 67-99.
- Lahti, S. I., Raivio, P., & Laitakari, I. (2005). *Orbicular rocks in Finland*. Geological Survey of Finland.
- Lawson, A. C. (1904). *The orbicular gabbro at Dehesa, San Diego Co., California* /. Berkeley, CA : University of California Press,.
- Leveson, D. J. (1963). Orbicular Rocks of the Lonesome Mountain Area, Beartooth Mountains, Montana and Wyoming. *GSA Bulletin*, 74, 1015-1040.
- Leveson, D. J. (1966). Orbicular Rocks: A Review. *GSA Bulletin*, 77, 409-426.
- Lindh, A., & Näsström, H. (2006). Crystallization of orbicular rocks exemplified by the Slättemossa occurrence, southeastern Sweden. *Geological Magazine*, 143, 713.
- Lofgren, G. E. (1974). An experimental study of plagioclase crystal morphology; isothermal crystallization. *American Journal of Science*, 274, 243-273.
- Lofgren, G. E. (1975). Curved branching crystals and differentiation in comb-layered rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*.
- Lofgren, G. E. (1983). Effect of Heterogeneous Nucleation on Basaltic Textures: A Dynamic Crystallization Study. *Journal of Petrology*, 24, 229-255.
- Ministerio de Educación Pública. *Declara Santuario de la Naturaleza el terreno de 2,34 Has., ubicado en El Rodillo, Comuna de Caldera, Provincia de Copiapó, III Región Atacama.* , (1981).
- Moore, J. G., & Lockwood, J. P. (1973). Origin of Comb Layering and Orbicular Structure, Sierra Nevada Batholith, California. *GSA Bulletin*, 84, 1-20.
- Morata, D., Barbero, L., Suarez, M., & De la Cruz, R. (2003). Evidences of Magma-Mingling and Magma-Mixing in the North Patagonian Batholith. *Congreso Geológico Chileno*. Presentado en Concepción. Concepción.
- Niemeyer, H. (2017). The orbicular granodiorite from Cordón de Lila, Antofagasta Region, Chile. *Andean Geology*, 45, 104-109.
- Oh, C. W., Lee, B. C., & Yi, K. (2013). The Origin and Age of the Orbicular Granite Gneiss in Wangjungri, Muju. *The Journal of the Petrological Society of Korea*, 22, 117-135.
- Ort, M. H. (1992). Orbicular volcanic rocks of Cerro Panizos: Their origin and implications for orb formation. *GSA Bulletin*, 104, 1048-1058.
- Pankhurst, R. J., Weaver, S. D., Herve, F., & Larrondo, P. (1999). Mesozoic-Cenozoic evolution of the North Patagonian Batholith in Aysen, southern Chile. *Journal of the Geological Society*, 156, 673-694.
- Pati, J. K., & Mamgain, V. D. (1996). A Note on the Occurrence of Orbicular Rocks in Bundelkhand Granitoid Complex. *Journal Geological Society of India*, 48, 345-348.
- Ray, R. G. (1952). Orbicular diorite from southern Alaska. *American Journal of Science*, 250, 57-70.
- Salotti, C. A., & Fouts, J. A. (1964). Orbicule Formation Through Intrusive Brecciation and Compositional Reorganization. *The Mountain Geologist*. Recuperado de <http://archives.datapages.com/data/rmag/mg/1964/salotti.htm>
- Sederholm, J. J. (1928). *On Orbicular Granites, Spotted and Nodular Granites, Etc., and on the Rapakivi Texture*. En *Bulletin (Geologian tutkimuskeskus (Finland))*: Vol. n. ° 83. Government Press.

- SERNAGEOMIN. (2003). Mapa Geológico de Chile, Versión Digital. *Santiago, Chile, Servicio Nacional de Geología y Minería, scale 1: 1,000,000 (CD-ROM, version 1.0).*
- Simonen, A. (1950). Three new boulders of orbicular rock in Finland. *Bulletin de la Commission Geologique de Finlande, 150*, 31–8.
- Smillie, R. W., & Turnbull, R. E. (2014). Field and petrographical insight into the formation of orbicular granitoids from the Bonney Pluton, southern Victoria Land, Antarctica. *Geological Magazine, 151*, 534-549.
- Streckeisen, A. (1976). To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews, 12*, 1-33.
- Sylvester, A. G. (2011). The nature and polygenetic origin of orbicular granodiorite in the Lower Castle Creek pluton, northern Sierra Nevada batholith, California. *Geosphere, 7*, 1134-1142.
- Thompson, T. B., & Giles, D. L. (1974). Orbicular Rocks of the Sandia Mountains, New Mexico. *GSA Bulletin, 85*, 911-916.
- Vernon, R. H. (1985). Possible role of superheated magma in the formation of orbicular granitoids. *Geology, 13*, 843-845.
- Vernon, R. H. (1990). Crystallization and hybridism in microgranitoid enclave magmas: Microstructural evidence. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 95*, 17849-17859.
- Vernon, R. H., Etheridge, M. A., & Wall, V. J. (1988). Shape and microstructure of microgranitoid enclaves: Indicators of magma mingling and flow. *Lithos, 22*, 1-11.
- Vogt, J. H. L. (1905). Physikalisch-chemische Gesetze der Krystallisationsfolge in Eruptivgesteinen. *Tschermaks mineralogische und petrographische Mitteilungen, 24*, 437-542.
- Whitney, D. L., & Evans, B. W. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist, 95*, 185-187.
- Wiik, F. J. (1899). Om de primitiva formationernas geologi etc. *Helsingfors, 58*, 1-72.
- Yoder, H. (1954). Synthetic basalt. *Yb. Carnegie Instn. Wash., 53*, 106–107.

## **8. ANEXO A: DESCRIPCIONES PETROGRÁFICAS**

## MUESTRA E-101 (Núcleo)

Nombre de roca: Tonalita de anfíbol alterada.

Descripción: Roca hipidiomórfica de grano medio. Feldespato potásico ocurre sólo en trazas. La plagioclasa corresponde al mineral félsico más abundante y está siempre fuertemente alterada a epidota + zoisita + sericita (sausurita); presenta comúnmente hábito tabular y alcanza hasta 2,5 mm de longitud. El cuarzo corresponde a granos anhedrales mono y policristalinos de extinción ondulosa. Raramente sobrepasa el milímetro. Biotita verde aparece en reemplazo de anfíbol o como pequeños cristales laminares de tamaño menor a 0,1 mm. Puede aparecer levemente alterada a clorita. El anfíbol presenta hábito prismático y forma subhedral a anhedral. Alcanza hasta 1,8 mm y está comúnmente alterado a biotita, especialmente en los bordes. Se observan minerales opacos aislados de hábito cúbico. Apatito y titanita constituyen fases minerales accesorias.

Mineral	%	Alteración	Características
Cuarzo	20	No	Anhedral de 0,1 a 1,2 mm. Policristalino y con extinción ondulosa.
Feldespato Potásico	1	No	Prácticamente ausente.
Plagioclasa	25	Sausurita	Tabular a equidimensional. Forma subhedral a anhedral con tamaños de 0,5 a 2,5 mm. Fuertemente alterada. Sobrecrecimiento de albita común. Macla polisintética y de Carlsbad.
Anfíbol	25	Biotita	Prismático alargado de hasta 1,8 mm en eje mayor. Comúnmente subhedral. Maclado simple y clivaje en 60/120. Color verde y marcado pleocroísmo verde pálido a café verdoso a PPL.
Biotita	6	Clorita	Verde olivo. Cristales subhedrales de hábito laminar de tamaño menor a 0,1 mm. Fuertemente pleocroica. Principalmente como producto de alteración en anfíboles. Alterada a clorita.
Apatito	<1	No	Euhedrales de hábito prismático a equidimensional. Tamaño inferior a 0,1 mm. Incluido en plagioclasa.
Titanita	<1	No	Cristales aislados con forma de cuñas. Principalmente subhedral. Hasta 0,4 mm.
Clorita	<1	No	Alterando a biotita
Opacos	<1	No	Cristales euhedrales de hábito cúbico. Diseminados en toda la roca.
Sausurita	20	No	Alterando a plagioclasa. Cristales anhedrales de epidota de hasta 0,4 mm dispersos en toda la roca.

## MUESTRA E-102 (Núcleo)

Nombre de roca: Monzonita de anfíbol alterada.

Descripción: Roca hipidiomórfica de color gris y textura porfídica con matriz de grano fino. El mineral predominante corresponde a feldespato potásico, el que aparece en forma de megacristales poiquilíticos que sobrepasan 1 cm. La plagioclasa se encuentra principalmente como inclusiones subredondeadas con sobrecrecimiento de albita. El núcleo de estos cristales puede encontrarse completamente alterado a sausurita. Cuarzo sólo en trazas. Biotita verde aparece en reemplazo de anfíbol o en cúmulos de cristales laminares de tamaño menor a 0,1 mm. Algunos cristales se encuentran parcialmente alterados a clorita. El anfíbol presenta hábito prismático alargado y forma subhedral a anhedral; posee color verde y algunas veces muestra clivaje en 60/120. Aparece comúnmente como inclusiones de hasta 0,3 mm dentro de oikocristales de feldespato potásico. Se observan minerales opacos aislados de hábito cúbico que corresponden a magnetita. El apatito posee hábito acicular, prismático o equidimensional y junto a la titanita constituyen las fases minerales accesorias.

Mineral	%	Alteración	Características
Cuarzo	2	No	Anhedral de 0,1 a 1 mm. Policristalino y con extinción ondulosa.
Feldespato Potásico	40	No	Megacristales anhedrales que pueden alcanzar los 12 mm. Frecuentemente con textura pertítica. Más limpio que la plagioclasa a PPL.
Plagioclasa	20	Sausurita	Tabular a equidimensional. Comúnmente subhedral. Hasta 0,8 mm. Principalmente como inclusiones en oikocristales de feldespato potásico. Frecuentemente con sobrecrecimiento de albita. Macla polisintética y de Carlsbad.
Anfíbol	5	Biotita	Prismático alargado de hasta 1,8 mm. Principalmente subhedral. Maclado simple y clivaje en 60/120. Color verde y marcado pleocroísmo verde pálido a café verdoso. Frecuentemente incluida en cristales de feldespato potásico.
Biotita	8	Biotita/Clorita	Verde olivo. Cristales subhedrales de hábito laminar de tamaño menor a 0,1 mm formando cúmulos. Fuertemente pleocroica. Principalmente alterando anfíbol. Alterada a clorita.
Apatito	1	No	Euhedral de hábito prismático o acicular, con tamaño inferior a 0,1 mm. Suele aparecer incluido en cristales de plagioclasa.
Titanita	1	No	Subhedral. Cristales con forma de cuña.
Clorita	<1	No	Alterando a biotita.
Opacos	3	No	Cristales euhedrales de hábito cúbico de hasta 1,4 mm diseminados en toda la roca.
Sausurita	20	No	Alterando a plagioclasa.



## MUESTRA E-103 (Núcleo)

Nombre de roca: Cuarzo-diorita de anfíbol alterada.

Descripción: Roca hipidiomórfica de grano medio. Pocos minerales félsicos. La plagioclasa posee hábito tabular y forma subhedral. Puede alcanzar hasta 2,4 mm. Algunos cristales son subredondeados y presentan un sobrecrecimiento de albita. Cuarzo siempre anhedral y con frecuentes subgranos. Biotita verde aparece en reemplazo de anfíbol y como agregados laminares de 0,1 mm. Algunos cristales se encuentran alterados a clorita. El anfíbol presenta hábito prismático alargado de hasta 1,8 mm y es el mineral dominante. Se ha observado formado coronas de reacción. Granos opacos aislados aparecen dispersos en la roca. El apatito posee prismático alargado y puede alcanzar 0,5 mm. Titanita subhedral es accesorio.

Mineral	%	Alteración	Características
Cuarzo	3	No	Anhedral de 0,1 a 1 mm. Policristalino y con extinción ondulosa.
Feldespato Potásico	1	No	Trazas.
Plagioclasa	5	Sausurita	Tabular a equidimensional. Forma subhedral. Hasta 2,4 mm de longitud. Algunas presentan un núcleo subredondeado con sobrecrecimiento de albita. Fuertemente alterada a sausurita
Anfíbol	35	Biotita	Subhedral a euhedral. Hábito prismático alargado de hasta 1,8 mm. Macla simple y clivaje en 60/120 es común. Color verde y marcado pleocroísmo verde pálido a café verdoso. También como corona de reacción.
Biotita	15	Clorita	Verde olivo. Cristales subhedrales de hábito laminar de tamaño inferior a 0,1 mm. Fuertemente pleocroica. Se encuentra como mineral primario y como producto de alteración en anfíboles. Alterada a clorita.
Apatito	1	No	Cristales euhedrales de hábito prismático alargado o acicular, de hasta 0,5 mm de longitud. Suele aparecer incluido en cristales de plagioclasa.
Titanita	1	No	Cristales aislados con forma de cuñas. Subhedral.
Clorita	<1	No	Alterando a biotita.
Opacos	3	No	Euhedral cúbico de hasta 0,7 mm. Diseminado en toda la roca. Comúnmente asociados a biotita y anfíbol. Puede presentar textura simplectítica junto a cristales de anfíbol.
Sausurita	37	No	Alterando a plagioclasa.

## MUESTRA E-104 (Núcleo)

Nombre de roca: Diorita de biotita alterada.

Descripción: Roca hipidiomórfica con textura porfídica y matriz de grano fino. Feldespato potásico ocurre sólo en trazas. La plagioclasa corresponde al mineral félsico más abundante y está siempre fuertemente alterada a epidota + zoisita + sericita (sausurita); presenta forma subhedral y hábito tabular a equidimensional. Alcanza hasta 1,3 mm de longitud. El cuarzo corresponde a granos anhedrales mono y policristalinos de extinción ondulosa. Raramente sobrepasa el milímetro. La biotita es el mineral más abundante. Posee un color verde característico y aparece en reemplazo de anfíbol o como pequeños cristales laminares de tamaño menor a 0,1 mm dispersos en toda la roca. Algunos cristales están levemente alterados a clorita. El anfíbol ocurre como fenocristales de hábito prismático alargado y forma subhedral a euhedral. Alcanza hasta 2,8 mm y está comúnmente alterado a biotita, especialmente en los bordes. Se observan minerales opacos aislados de hábito cúbico. Apatito alcanza hasta 0,5 mm. La titanita presenta hábito romboidal y forma subhedral.

Mineral	%	Alteración	Características
Cuarzo	1	No	Anhedral de 0,1 a 1 mm. Normalmente policristalino y con extinción ondulosa.
Feldespato Potásico	1	No	Prácticamente ausente.
Plagioclasa	10	Sausurita	Tabular a equidimensional. Comúnmente subhedral. Hasta 1,3 mm a lo largo del eje mayor. Frecuentemente muestra macla polisintética y de Carlsbad. Fuertemente alterada a sausurita.
Anfíbol	22	Biotita	Principalmente fenocristales subhedrales a euhedrales. Hábito prismático alargado de hasta 2,8 mm. Suele presentar macla simple y clivaje en 60/120. Presenta color verde y marcado pleocroísmo verde pálido a café verdoso.
Biotita	38	Clorita	Verde olivo. Cristales subhedrales de hábito laminar de tamaño inferior a 0,1 mm. Fuertemente pleocroica. Alterando a anfíboles. Alterada a clorita. Muy abundante.
Apatito	<1	No	Cristales euhedrales de hábito prismático de hasta 0,5 mm. Frecuentemente incluido en anfíbol.
Titanita	1	No	Cristales aislados con forma de cuñas. Principalmente subhedral.
Clorita	<1	No	Alterando a biotita.
Opacos	5	No	Cristales euhedrales de hábito cúbico de hasta 0,7 mm. Diseminados en toda la roca. Comúnmente asociados a biotita y anfíbol.
Sausurita	20	No	Alterando a plagioclasa.

## MUESTRA R-001

Nombre de roca: Granodiorita de biotita alterada.

Descripción: Roca de textura hipidiomórfica de grano medio. Feldespato potásico frecuentemente euhedral con macla de Carlsbad. Se encuentra levemente alterado a sericita. La plagioclasa está fuertemente alterada a epidota + zoisita + sericita (sausurita); presenta forma subhedral y hábito tabular a equidimensional. Alcanza hasta 2 mm de longitud. Puede apreciarse una sutil orientación preferencial de este mineral. El cuarzo corresponde a granos anhedrales mono y policristalinos de extinción ondulosa. La biotita posee color verde y aparece en reemplazo de anfíbol o como pequeños cristales laminares de tamaño menor a 0,1 mm dispersos en toda la roca. Algunos cristales están levemente alterados a clorita. El anfíbol ocurre como fenocristales de hábito prismático alargado y forma subhedral a euhedral. Alcanza hasta 1 mm y está comúnmente alterado a biotita, especialmente en los bordes. Se observan minerales opacos aislados de hábito cúbico. Apatito alcanza hasta 0,5 mm. La titanita presenta hábito romboidal y forma subhedral.

Mineral	%	Alteración	Características
Cuarzo	25	No	Anhedral de 0,1 a 1 mm. Normalmente policristalino y con extinción ondulosa.
Feldespato Potásico	15	No	Euhedral a subhedral. Hábito tabular. Frecuentemente presenta textura peritítica. Levemente alterado a sericita. Hasta 1,7 mm de tamaño. Frecuentemente exhibe macla de Carlsbad.
Plagioclasa	30	Sausurita	Tabular a equidimensional. Principalmente subhedral. Hasta 2 mm a lo largo del eje mayor. Frecuentemente muestra macla polisintética y de Carlsbad. Fuertemente alterada a sausurita.
Anfíbol	2	Biotita	Subhedral a anhedral. Hábito prismático alargado de hasta 1 mm. Suele presentar macla simple y clivaje en 60/120. Presenta color verde y marcado pleocroísmo verde pálido a café verdoso.
Biotita	12	Clorita	Verde olivo. Cristales subhedrales de hábito laminar de tamaño inferior a 0,1 mm. Fuertemente pleocroica. Alterando a anfíboles. Alterada a clorita.
Apatito	<1	No	Cristales equidimensionales.
Titanita	<1	No	Subhedral a anhedral con forma de cuña.
Clorita	<1	No	Alterando a biotita.
Opacos	<1	No	Casi no se observa.
Sausurita	15	No	Alterando a plagioclasa. Sericita aparece alterando feldespato potásico.

## MUESTRA R-002

Nombre de roca: Microtonalita de anfíbol alterada.

Descripción: Roca foliada de textura hipidiomórfica de grano fino. Feldespato potásico y plagioclasa ocurren sólo en trazas. El cuarzo es el mineral félsico dominante y aparece como granos anhedrales mono y policristalinos de extinción ondulosa que raramente sobrepasan los 0,3 mm. Biotita de color verde aparece en reemplazo de anfíbol o como pequeños cristales laminares de tamaño menor a 0,1 mm dispersos en toda la roca. Algunos cristales están levemente alterados a clorita. Se distinguen dos tipos de anfíbol: uno de hábito prismático alargado y color verde y otro columnar de color verde azulado. Los primeros siguen la dirección de la foliación mientras que los segundos la cortan perpendicularmente. Ambos alcanzan hasta 0,8 mm y están comúnmente alterados a biotita, especialmente en los bordes. Se observan minerales opacos aislados de hábito cúbico. Apatito prácticamente ausente. La titanita presenta hábito romboidal y forma subhedral. La epidota es muy abundante y aparece asociada a cuarzo en vetillas o alterando plagioclasa como sausurita.

Mineral	%	Alteración	Características
Cuarzo	24	No	Anhedral de 0,1 a 0,3 mm. Normalmente policristalino y con extinción ondulosa.
Feldespato Potásico	1	No	Prácticamente ausente.
Plagioclasa	5	Sausurita	Accesorio. Fuertemente alterada a sausurita.
Anfíbol	23	Biotita	Subhedral a euhedral. Hábito prismático alargado. Hasta 0,8 mm en eje mayor. Suele presentar macla simple y clivaje en 60/120. Presenta color verde o verde azulado y marcado pleocroísmo verde pálido a café verdoso.
Biotita	20	Clorita	Verde olivo. Cristales subhedrales de hábito laminar de tamaño inferior a 0,1 mm. Fuertemente pleocroica. Alterando a anfíboles. Alterada a clorita.
Apatito	<1	No	Casi no se observa.
Titanita	<1	No	Subhedral a anhedral con forma de cuña.
Clorita	<1	No	Alterando a biotita.
Opacos	<1	No	Casi no se observa.
Sausurita	25	No	Alterando a plagioclasa. Abundante epidota.

## MUESTRA R-003 (Núcleo)

Nombre de roca: Diorita de biotita alterada.

Descripción: Roca hipidiomórfica de grano medio. Feldespato potásico ocurre sólo en trazas. La plagioclasa corresponde al mineral félsico más abundante y está siempre fuertemente alterada a epidota + zoisita + sericita (sausurita); presenta forma subhedral y hábito tabular a equidimensional. Alcanza hasta 1,4 mm de longitud. El cuarzo corresponde a granos anhedral mono y policristalinos de extinción ondulosa de tamaño menor a 1 mm. La biotita presenta color verde y aparece en reemplazo de anfíbol o como pequeños cristales laminares de tamaño menor a 0,1 mm dispersos en toda la roca. Algunos cristales están levemente alterados a clorita. El anfíbol alcanza hasta 1,4 mm y está comúnmente alterado a biotita, especialmente en los bordes. Se observan minerales opacos aislados de hábito cúbico. Apatito alcanza hasta 0,5 mm. La titanita presenta hábito romboidal y forma subhedral.

Mineral	%	Alteración	Características
Cuarzo	2	No	Anhedral de 0,1 a 1 mm. Normalmente policristalino y con extinción ondulosa.
Feldespato Potásico	2	No	Prácticamente ausente.
Plagioclasa	35	Sausurita	Tabular a equidimensional. Principalmente subhedral. Hasta 1.5 mm a lo largo del eje mayor. Fuertemente alterada a sausurita. Frecuentemente presenta macla polisintética y de Carlsbad.
Anfíbol	10	Biotita	Subhedral a euhedral. Hábito prismático alargado. Hasta 1,4 mm en eje mayor. Suele presentar macla simple y clivaje en 60/120. Presenta color verde y marcado pleocroísmo verde pálido a café verdoso. Ocasionalmente en simplectitas con opacos.
Biotita	20	Clorita	Verde olivo. Cristales subhedrales de hábito laminar de tamaño inferior a 0,1 mm. Fuertemente pleocroica. Alterando a anfíboles. Alterada a clorita.
Apatito	<1	No	Casi no se observa.
Titanita	<1	No	Subhedral a anhedral con forma de cuña. Hasta 0,4 mm.
Clorita	<1	No	Alterando a biotita.
Opacos	1	No	Euhedral de hábito cúbico. Puede presentar textura simplectítica junto a cristales de anfíbol.
Sausurita	30	No	Alterando a plagioclasa.

## MUESTRA R-004

Nombre de roca: Granito de biotita alterado.

Descripción: Roca leucocrática foliada con textura hipidiomórfica de grano medio. Feldespato potásico en proporción similar a la plagioclasa. Algunos cristales aislados pueden sobrepasar los 3 mm. Aparece más limpio que la plagioclasa a PPL. La plagioclasa está fuertemente alterada a epidota + zoisita + sericita (sausurita); presenta forma subhedral y hábito tabular a equidimensional. Alcanza hasta 1,5 mm de longitud. Generalmente exhibe macla polisintética. El cuarzo corresponde al mineral principal y aparece como granos anhedrales mono y policristalinos de extinción ondulosa. Puede alcanzar un tamaño máximo de 1,9 mm cuando es monocristalino. La biotita y el anfíbol son escasos y en conjunto no representan más del 4% del corte. Titanita y apatito accesorios.

Mineral	%	Alteración	Características
Cuarzo	45	No	Anhedral de 0,1 a 1,9 mm. Normalmente policristalino y con extinción ondulosa.
Feldespato Potásico	25	No	Forma subhedral. Algunos cristales aislados pueden alcanzar hasta 3 mm. Lamelas de exsolución son comunes.
Plagioclasa	20	Sausurita	Tabular a equidimensional. Principalmente subhedral. Hasta 1,5 mm a lo largo del eje mayor. Fuertemente alterada a sausurita. Frecuentemente presenta macla polisintética y de Carlsbad.
Anfíbol	<1	Biotita	Subhedral a euhedral. Hábito prismático alargado. Hasta 1,4 mm en eje mayor. Suele presentar macla simple y clivaje en 60/120. Presenta color verde y marcado pleocroísmo verde pálido a café verdoso.
Biotita	3	Clorita	Verde olivo. Cristales subhedrales de hábito laminar de tamaño inferior a 0,1 mm. Fuertemente pleocroica. Alterando a anfíboles. Alterada a clorita.
Apatito	<1	No	Casi no se observa.
Titanita	<1	No	Subhedral a anhedral con forma de cuña. Hasta 0,4 mm.
Clorita	<1	No	Alterando a biotita.
Opacos	<1	No	Euhedral de hábito cúbico.
Sausurita	3	No	Alterando a plagioclasa.

## MUESTRA M-101

Nombre de roca: Granodiorita de anfíbol alterada.

Descripción: Roca leucocrática de textura heterogénea. Se observan zonas pegmatíticas de grano grueso (>5 mm) y zonas faneríticas de grano medio (1-5 mm). El mineral predominante corresponde a plagioclasa, la que aparece como cristales tabulares que alcanzan hasta de 5,7 mm de tamaño. Puede encontrarse también como inclusiones subredondeadas rodeadas por un sobrecrecimiento de albita dentro de cristales poiquilíticos de feldespato potásico. El núcleo de estos cristales puede encontrarse completamente alterado a sausurita. Cuarzo presenta extinción ondulosa y subgranos y su tamaño varía entre <0,1 mm y 1,8 mm. Biotita verde aparece en reemplazo de anfíbol y como agregados de cristales laminares de 0,1 mm. El anfíbol es verde, presenta hábito prismático alargado y forma subhedral a anhedral. Algunas veces muestra clivaje en 60/120. Al igual que la plagioclasa aparece principalmente en forma de inclusiones de hasta 0,3 mm dentro de oikocristales de feldespato potásico. Se observan minerales opacos aislados de hábito cúbico que corresponden a magnetita. El apatito posee hábito prismático corto y junto a la titanita constituyen las fases minerales accesorias. Se observa textura simplectítica de anfíbol y opacos.

Mineral	%	Alteración	Características
Cuarzo	18	No	Anhedral de 0,1 a 1,8 mm. Policristalino y con extinción ondulosa.
Feldespato Potásico	15	No	Subhedral a anhedral. Frecuente textura perítica. Puede presentar inclusiones de plagioclasa. Hasta 2,7 mm.
Plagioclasa	35	Sausurita	Forma subhedral a anhedral con tamaños de 0,2 a 5,7 mm. Hábito tabular. Fuertemente alterada a sausurita. Puede presentar sobrecrecimiento de albita. Macla polisintética y de Carlsbad.
Anfíbol	10	Biotita	Prismático alargado de hasta 3,2 mm en eje mayor. Comúnmente subhedral. Suele presentar macla simple y clivaje en 60/120. Presenta color verde y marcado pleocroísmo verde pálido a café verdoso. En textura simplectítica con opacos.
Biotita	5	Clorita	Verde olivo. Subhedral de hábito laminar y tamaño menor a 0,1 mm. Comúnmente alterando anfíbol. Alterada a clorita.
Apatito	<1	No	Euhedral de hábito prismático corto a equidimensional. Tamaño inferior a 0,1 mm. Puede aparecer incluido en plagioclasa.
Titanita	<1	No	Subhedral con forma de cuñas. Hasta 0,4 mm.
Clorita	<1	No	Alterando a biotita
Opacos	<1	No	Euhedral de hábito cúbico. Diseminados en toda la roca. En textura simplectítica con anfíbol.
Sausurita	15	No	Alterando plagioclasa. Cristales anhedrales de epidota de hasta 0,4 mm dispersos en toda la roca.

## **9. ANEXO B: FICHA GEOSITIO**



<b>Programa de Identificación de Geositios de la Sociedad Geológica de Chile</b>		
<u>Ficha de Solicitud de aceptación de un Geositio</u>		Ficha Número:
Fecha de recepción	Fecha de evaluación	Fecha de resolución
<b>(Columna a ser llenada por el proponente)</b>		<b>(Columna a ser llenada por la Comisión de Geositios de la SGCh)</b>
Nombre propuesto para el Geositio: Granodiorita orbicular del cerro Recoba (Chaitenita)		
Fecha de envío: 12/03/2019 Comuna: Chaitén Provincia: Palena Región: Los Lagos		
Latitud: 42°55'18.16"S	Longitud: 72°40'28.16"O	
<b>Indique con nota de 1 a 7 el o los valores principales del Geositio</b>		
<b>Valor</b>	<b>Nota</b>	
Escénico	7	
Geológico	7	
Mineralógico	6	
Paleontológico		
Petrológico	7	
Geomorfológico		
Estructural		
Otros (indicar):		
<p>Descripción del Geositio (No más de 20 líneas): A 470 metros de altura, en la ladera occidental del Cerro Recoba, en Chaitén, se observa un cuerpo irregular de 75 m<sup>2</sup> de rocas orbiculares en la que núcleos redondeados, subredondeados y subangulosos de variada naturaleza (cuarzo-dioritas, monzonitas, tonalitas y xenolitos metamórficos) son envueltos por una única capa leucocrática, de hasta 1 cm de espesor, de minerales félsicos con textura fibro-radial. Las orbículas presentan un tamaño promedio de entre 4 y 7 cm, aunque orbículas aisladas pueden superar los 20 cm. Las envolturas leucocráticas se componen principalmente de plagioclasa, cuarzo y algo de feldespato potásico. La matriz entre las orbículas es de composición granodiorítica. Anfíbol, biotita, magnetita, epidota, sericita, apatito, titanita y clorita constituyen las fases minerales accesorias. Constituye el cuarto afloramiento de rocas plutónicas con textura orbicular registrado en el país, y el único de su tipo. Se clasifica como una roca orbicular de estructura simple con textura radial de plagioclasa y núcleos parecidos y diferentes a la roca encajante, según la terminología aconsejada por Leveson en 1966. Sólo un puñado de ocurrencias similares han sido</p>		

documentadas alrededor del mundo. Dada su peculiaridad, y teniendo en consideración su ubicación, se propone aquí denominar a esta roca como Chaitenita.					
Fotografías digitales del Geositio en archivo anexo (Indicar autor y si es posible fecha)  Aníbal Soto Fernandoy, 2018.					
Publicaciones que lo incluyen (No más de 3)  Soto Fernandoy, A. (2019). La Granodiorita Orbicular Del Cerro Recoba, Batolito Patagónico Norte, Chaitén (Memoria de Título de Geólogo). Universidad de Chile, Santiago.  Carta Metalogénica X Región Sur, Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería-Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Informe Registrado IR-95-05, 10 Vols, Santiago.					
Sugerencias de estudios científicos por realizar en él <ul style="list-style-type: none"> <li>- Determinar la edad de cristalización de la granodiorita.</li> <li>- Realizar estudios de química mineral de las diversas fases presentes.</li> <li>- Evaluar las condiciones P- T –x de formación.</li> </ul>					
Nombre, mail y dirección del proponente  Aníbal Soto Fernandoy <a href="mailto:anibal.soto.f@gmail.com">anibal.soto.f@gmail.com</a> Chaitén  Francisco Hervé Allamand <a href="mailto:fherve@ing.uchile.cl">fherve@ing.uchile.cl</a> Universidad Andrés Bello, Carrera de Geología, Sazie 2119 y Universidad de Chile, Departamento de Geología, Plaza Ercilla 803 Santiago	<table border="1"> <tr> <td>Acceptado Si/No</td> </tr> <tr> <td>Sugerencias al proponente Sí/No</td> </tr> <tr> <td>Estado:</td> </tr> <tr> <td>Número de rol de Geositios:</td> </tr> </table>	Acceptado Si/No	Sugerencias al proponente Sí/No	Estado:	Número de rol de Geositios:
Acceptado Si/No					
Sugerencias al proponente Sí/No					
Estado:					
Número de rol de Geositios:					